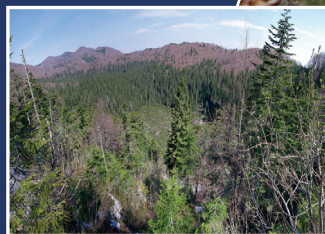
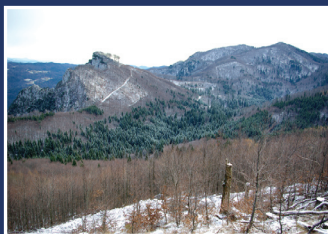


Poledenitev Trnovskega gozda

Blaž Kodelja
Manja Žebre
Uroš Stepišnik

E-GeograFF

6





Univerza v Ljubljani
Filozofska fakulteta, Oddelek za geografijo

E-GeograFF
6

Poledenitev Trnovskega gozda

Blaž Kodelja
Manja Žebre
Uroš Stepišnik

Ljubljana 2013

E-GeograFF 6

Poledenitev Trnovskega gozda

Avtorji: Blaž Kodelja, Manja Žebre, Uroš Stepišnik

Urednik: Marko Krevs

Recenzenta: Matej Ogrin, Andrej Šmuc

Kartografija: Manja Žebre, Uroš Stepišnik

Fotografije: Blaž Kodelja, Manja Žebre

Prevajalec povzetka: Uroš Stepišnik

Lektorica: Kristina Pritekelj

Založila: Znanstvena založba Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani

Izdal: Oddelek za geografijo, Filozofska fakulteta, Univerza v Ljubljani

Odgovorna oseba: Andrej Černe, dekan Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani

Oblikovanje in prelom: Uroš Stepišnik

Prva izdaja

Elektronska izdaja

<http://geo.ff.uni-lj.si/publikacije/e-geograff>

Publikacija je brezplačna.

© Univerza v Ljubljani, Filozofska fakulteta, 2013

Vse pravice pridržane.

CIP - Kataložni zapis o publikaciji
Narodna in univerzitetna knjižnica, Ljubljana

911.2:551.32(497.4Trnovski gozd)(0.034.2)

KODELJA, Blaž

Poledenitev Trnovskega gozda [Elektronski vir] / Blaž Kodelja, Manja Žebre, Uroš Stepišnik ; [kartografija Manja Žebre, Uroš Stepišnik ; fotografije Blaž Kodelja, Manja Žebre ; prevajalec povzetka Uroš Stepišnik]. - 1. izd., elektronska izd. - El. knjiga. - Ljubljana : Znanstvena založba Filozofske fakultete, 2013. - (E-GeograFF ; 6)

Način dostopa (URL): <http://geo.ff.uni-lj.si/publikacije/e-geograff>.

ISBN 978-961-237-561-4 (pdf)

1. Žebre, Manja 2. Stepišnik, Uroš, 1975-
265377792

Poledenitev Trnovskega gozda



E-GeograFF

6

KAZALO

1. UVOD.....	6
2. TEORETIČNA IZHODIŠČA	9
3. METODOLOGIJA	16
3.1. Morfografska in morfometrična analiza	17
3.2. Rekonstrukcija topografije ledenikov.....	18
3.3. Rekonstrukcija ravnovesne meje ledenikov.....	19
3.3.1 Metoda deleža akumulacijskega dela ledenika.....	19
3.3.2. Metoda zgornje meje bočnih moren	20
3.4. Paleoklimatska rekonstrukcija	20
4. ZNAČILNOSTI TRNOVSKEGA GOZDA	22
4.1. Geološke značilnosti	22
4.2. Geomorfološke značilnosti.....	25
4.3. Klimatske značilnosti.....	30
5. POLEDENITEV TRNOVSKEGA GOZDA.....	32
5.1. Sledovi poledenitve.....	32
5.2. Topografija ledenikov	38
5.3. Ravnovesna meja ledenikov.....	45
5.4. Paleoklimatske značilnosti	47
6. ZAKLJUČEK	49
7. SUMMARY	52
8. VIRI IN LITERATURA	54
SEZNAM SLIK.....	59
SEZNAM PREGLEDNIC.....	60
STVARNO KAZALO	61

1. UVOD

Trnovski gozd je visoka kraška planota, ki leži v najsevernejšem delu dinarskega krasa. Leži na nadmorski višini med 600 in 1500 metri. Na severozahodu ga od Banjšic loči Čepovski dol, na severu pa ga omejujeta globoki dolini Trebuše in Belce. Znižano površje med Črnim Vrhom in Colom ga na jugovzhodu ločuje od Nanosa in Hrušice, na jugu in jugozahodu pa se pobočja planote strmo spuščajo v Vipavsko dolino.

Planota je v grobem uravnana na nadmorski višini med 700 in 1000 metri. Uravnani deli so poleg Voglarske planote v zahodnem delu tudi robne uravnave med Predmejo in Colom v jugovzhodnem in v okolici Črnega Vrha v vzhodnem delu Trnovskega gozda. Preostalo površje je pretežno gorato in se strmo dviga med Idrijskim hribovjem in Vipavsko dolino. V severnem delu v dinarski smeri poteka izrazit hrbet Golakov; najvišji vrh je Mali Golak z višino 1495 metrov. Višji predeli Trnovskega gozda so tudi v osrednjem delu okoli vrha Mrzovec, ki ima nadmorsko višino 1407 metrov, in v južnem delu masiva Čavna, kjer najvišji vrh Praprot doseže višino 1374 metrov.

Hidrološko Trnovski gozd uvrščamo v globoki raztočni kras, zato so zanj značilna številna brezna, med katerimi je najgloblje Bela griža 1 z 884 metri globine (Kataster jam JZS, 2012). Na pobočjih in vznožju so številni kraški izviri, ki napajajo porečja Soče, Trebuše, Belce in Vipave. Površje je pretežno skalnato in razčlenjeno s številnimi škrapljišči, vrtačami in kontami ter bolj ali manj visokimi kopastimi vrhovi. Prav za Trnovski gozd so značilne izredno obsežne in globoke kotanje, ki jih domačini imenujejo drage.

Že med prvimi sistematičnimi geografskimi in geomorfološkimi raziskavami so bili v okolici najvišjega predela Trnovskega gozda najdeni ledeniški sedimenti, na podlagi katerih so bile opisane prve rekonstrukcije pleistocenske poledenitve (Melik, 1959; Buser, 1965). Kasneje je Habič (1968) med sistematičnim geomorfološkim proučevanjem kraškega površja med Idrijco in Vipavo podrobno opisal in izdelal karto obsega pleistocenske poledenitve. Ugotovil je, da je led prekrival celotno območje Trnovskega gozda nad višino snežne meje, ki jo je na podlagi Melikovih (1959) ugotovitev postavil na nadmorsko višino 1300 metrov, od koder naj bi se ledeniki stekali v nižje predele. Na podlagi ledeniških akumulacij in razporeditvi kont je sklepal, da je led na osovni, severni strani Golakov zapolnjeval Mojsko, Smrekovo in Črno drago. Led naj bi padal preko reliefne stopnje v dolino Trebuše, Idrijce in na Hudo polje. Prav tako naj bi bila izdatna poledenitev na južnih, prisojnih pobočjih Golakov ter na območjih Mrzovca in Praproti.

Slika 1: Trnovski gozd z reliefnimi enotami



Sistematične raziskave sledov pleistocenske poledenitve, ki smo jih opravili na območju Trnovskega gozda, so pokazale, da sedanje ugotovitve o obsegu poledenitve in razprostranjenosti ledeniških akumulacij niso povsem točne. Predvsem so se pokazala bistvena odstopanja v obsegu poledenitve med osojnimi in prisojnimi pobočji Golakov, ki jih dosedanja literatura ne predvideva.

Osnovni namen naše raziskave je reinterpretacija dosedanjih ugotovitev obsega pleistocenske poledenitve Trnovskega gozda in paleoklimatska rekonstrukcija območja. Za cilj smo si zadali podrobno morfografsko analizo ledeniških sedimentov in morfometrično analizo bočnih in čelnih morenskih kompleksov, na podlagi katerih smo izdelali rekonstrukcijo obsega poledenitve celotnega območja. Drugi cilj raziskave je obsegal rekonstrukcijo topografije ledeniškega površja, na osnovi katere smo izračunali nadmorsko višino pleistocenske ravnovesne meje. Tretji cilj raziskave pa je bil rekonstruirati paleoklimatske značilnosti proučevanega območja na podlagi sinteze rezultatov in modeliranja.

Slika 2: Trnovski gozd, Golaki



Avtor: Blaž Kodolja

2. TEORETIČNA IZHODIŠČA

Zaradi pestre geološke in geomorfološke zgradbe so o Trnovskem gozdu pisali številni raziskovalci od sredine 19. stoletja dalje. Najstarejši opis geoloških značilnosti Trnovskega gozda je v širšem opisu Dinarskega gorstva podal Morlot (1848). Kasneje je avstrijski geolog Stur (1858) kartiral kredne sklade pri Hruševju in Vipavi. Stache (1859, 1889) je proučeval terciarne sedimente ter kredne sklade. Hauer (1857) je v okviru izdelave geološke karte vzhodnoalpskih dežel pod avstrijsko monarhijo obravnaval tudi območje Trnovskega gozda. Najcelovitejše geološke raziskave je med leti 1896 in 1920 opravil Kossmat, ki je geološko kartiral območje Trnovskega gozda in okolice. Objavil jih je v več delih (Kossmat, 1896, 1905, 1909, 1913, 1916), v katerih je podal še danes aktualno razlago tektonske zgradbe območja. V tem času je geološko zgradbo območja v okviru raziskav Vzhodnih Alp in Dinarskega gorstva podal tudi Diener (1903). Pomemben prispevek h geološkemu poznavanju ozemlja pa sta prispevala Winkler (1920, 1924, 1957) in Limanovsky (1910), ki sta razvoj zahodne Slovenije morfo-genetsko razlagala s pokrovi. Nova stratigrafska in tektonska spoznanja je prineslo sistematično geološko kartiranje Trnovskega gozda za potrebe izdelave Osnovne geološke karte SFRJ v merilu 1 : 100.000. Južni del Trnovskega gozda pokriva list Gorica (Buser, 1968, 1973), severni del pa list Tolmin (Buser, 1986a, 1986b). Podrobne stratigrafsko-litološke podatke je objavil Buser (1965) v članku Geološke razmere v Trnovskem gozdu. Nove opredelitve stratigrafskih razmer in tektonike širšega območja je podal Mlakar (1969), ki je dokazal krovno zgradbo, ki se je oblikovala v starejšem terciarju. Mlakarjevo shemo krovne zgradbe je spremenil in dopolnil Placer (1973, 1981, 1996a, 1996b); razložil je nastanek in izdelal model tektonske zgradbe jugozahodne Slovenije. Obrnjeno lego dela flišnih plasti in drugačen potek naravnice med Trnovskim gozdom in Hrušiškim pokrovom sta ugotovila Čar in Gospodarič (1989). Zanimivi geološki podatki so bili zbrani pri kartiranju izvira Hubelj (Janež in sod., 1997). Vsa objavljena in neobjavljena geološka spoznanja o območju Trnovskega gozda so bila združena v knjigi Vodno bogastvo visokega krasa (Janež in sod., 1997).

Prva hidrološka študija krasa Trnovskega gozda je Putickov (1928) zapis o Hublju. O hidrogeologiji in oskrbi z vodo je pisal Jenko (1959), o problematiki določanja razvodnic na krasu pa Čadež (1961). Prvo natančno študijo hidrogeološke zgradbe Trnovskega gozda in okolice sta objavila Placer in Čar (1974), ki sta na osnovi novih spoznanj o tektonski zgradbi pojasnila hidrološke razmere in položaj večjih izvirov. Habič (1968) je v celovitem pregledu območja med Idrijco in Vipavo podal številne podatke o značilnostih vode v izviri in vplivu vode na preoblikovanje površja. O izviri Lijak so napisani trije članki (Gospodarič, 1989; Janež, 1992; Petrič, 1993), ki ga opisujejo z geološkega in hidrološkega stališča.

Prve speleološke podatke o Trnovskem gozdu je objavil Moser (1889), ki je opisoval predvsem ledene jame. Pregled znanih jam je objavil Kunaver (1921), kasneje je o njih pisal tudi Michler (1950, 1952). Sistematična analiza jam v Sloveniji, vključno z jamami Trnovskega gozda, je bila objavljena v Osnovni speleološki karti Slovenije (Habič in sod., 1975). Več različnih člankov je bilo napisanih o Veliki ledeni jami v Paradani, ki je do nedavnega veljala za najglobljo jamo Trnovskega gozda (Gams, Mihevc, 1979; Zupan, Mihevc, 1988; Mihevc, 1990; Nagode, 2002, 2007). Mihevc (1995, 1997) je pisal o morfologiji brezen Trnovskega gozda. Remškar (2007) je objavil podatke o raziskavah jame v breči na južnem pobočju Trnovskega gozda, kasneje pa o breznu Bela griža 1, ki je od leta 2004 najgloblja jama na tem območju (Remškar, 2008).

Že najstarejši raziskovalci geoloških razmer Trnovskega gozda so opisovali geomorfološke značilnosti (Stur, 1858; Kossmat, 1909, 1916; Winkler, 1922; Limanovsky, 1910). Razvoj površja so tolmačili s klimatsko in strukturno geomorfologijo. Kasneje je Melik (1959) opisoval geomorfološke značilnosti in razvoj posameznih delov območja. Zagotovo pa je obsežna raziskava, objavljena v razpravi *Kraški svet med Idrijco in Vipavo* (Habič, 1968), najpomembnejše objavljeno delo o geomorfoloških značilnostih in morfogenetskem razvoju Trnovskega gozda in okolice.

Prvo objavljeno delo, ki ugotavlja obstoj pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu, je članek *Nova geografska dognanja na Trnovskem gozdu* (Melik, 1959). Sledove ledeniških akumulacij je našel v talnomoremskem nasipu v kraški kotanji med Srednjim in Malim Golakom. Sklepal je, da je od tam led polzel po pobočju Malega Golaka proti severu. Prav tako je opisal obsežne ledeniške nanose na severnem obodu Smrekove drage, nekaj manjših morenskih hrbtov pa tudi v dnu in na njenem severnem in zahodnem pobočju. Ugotovil je, da se je led kopičil v Smrekovi dragi, od koder se je občasno spuščal preko strmih pobočij na podgorsko teraso v dolini Trebuše.

Slika 3: Smrekova draga



Avtor: Blaž Kodelja

Snežno mejo v času viška zadnje poledenitve je Melik (1959) določil na podlagi Höferjeve metode (1879), ki opredeljuje snežno mejo kot srednjo višino med najvišjimi vrhovi in čelnomorskimi akumulacijami. Nadmorska višina Golakov je 1495 metrov in nadmorska višina dna Smrekove drage, ki jo je Melik (1959) opredelil kot nekakšno čelnomorsko kotanjo, je 1110 metrov. Tako je pleistocensko snežno mejo določil na nadmorski višini 1300 metrov. Na podlagi višine snežne meje je sklepal, da je bilo na vrhnjem delu grebena Golakov okrog vzpetin, višjih od 1400 metrov, obsežno poledenelo območje, kjer so se nabirale velike količine ledu. Kljub temu da so bile morene najdene le na severni strani Golakov, podaja možnost obstoja poledenitve tudi na južnih, zahodnih in vzhodnih pobočjih. Predvideva, da je ohranjeno morensko gradivo tudi na jugozahodnem pobočju Velikega Golaka, v okolici Iztokove koč, in da je od tod ledenik tekkel proti jugovzhodu v smeri Predmeje (Melik, 1959).

Slika 4: Mala Lazna



Avtor: Blaž Kodelja

Nekaj let kasneje Buser (1965) v članku *Geološke razmere v Trnovskem gozdu* reinterpreterira nekatere Melikove (1959) ugotovitve o ledeniških akumulacijah. Ugotovil je, da morensko gradivo v severnem pobočju in obodu Smrekove drage sestavlja zgornjetriasni apnenec z megalodonti, ki gradi južno pobočje Smrekove drage. Pobočja Golakov pa gradijo spodnje in srednje liasni apnenci, ki jih v omenjeni ledeniški akumulaciji ni. Tako zavrže Melikovo (1959) trditev, da je ledenik v Smrekovo drago pritekal z območja Golakov. Ugotavlja pa, da je bila kotanja Smrekove drage v ledeni dobi

povsem zapolnjena z ledom; material se je z njenega južnega pobočja valil preko snega in ledu na njeno severno stran, kjer je nakopičen še danes. Buser (1965) dopušča možnost večjega obsega pleistocenske poledenitve območja.

V delu *Kraški svet med Idrijco in Vipavo* je Habič (1968) najbolj temeljito do sedaj predstavil sledove poledenitve na območju Trnovskega gozda. Snežno mejo na nadmorski višini 1300 metrov je povzel po Meliku (1959) in na podlagi te sklepal, da so bila poledenela vsa območja nad njo: ves hrbet Golakov od Potegel nad Otlico do Bukovca in Mojske drage ter najvišji deli Čavna in Mrzovca. Od tod se je led stekal v nižje predele. Ker se ledene mase nikjer niso stekale v večje podolje ali dolino, nikjer na površju ne najdemo večjih ledeniških akumulacij (Habič, 1968).

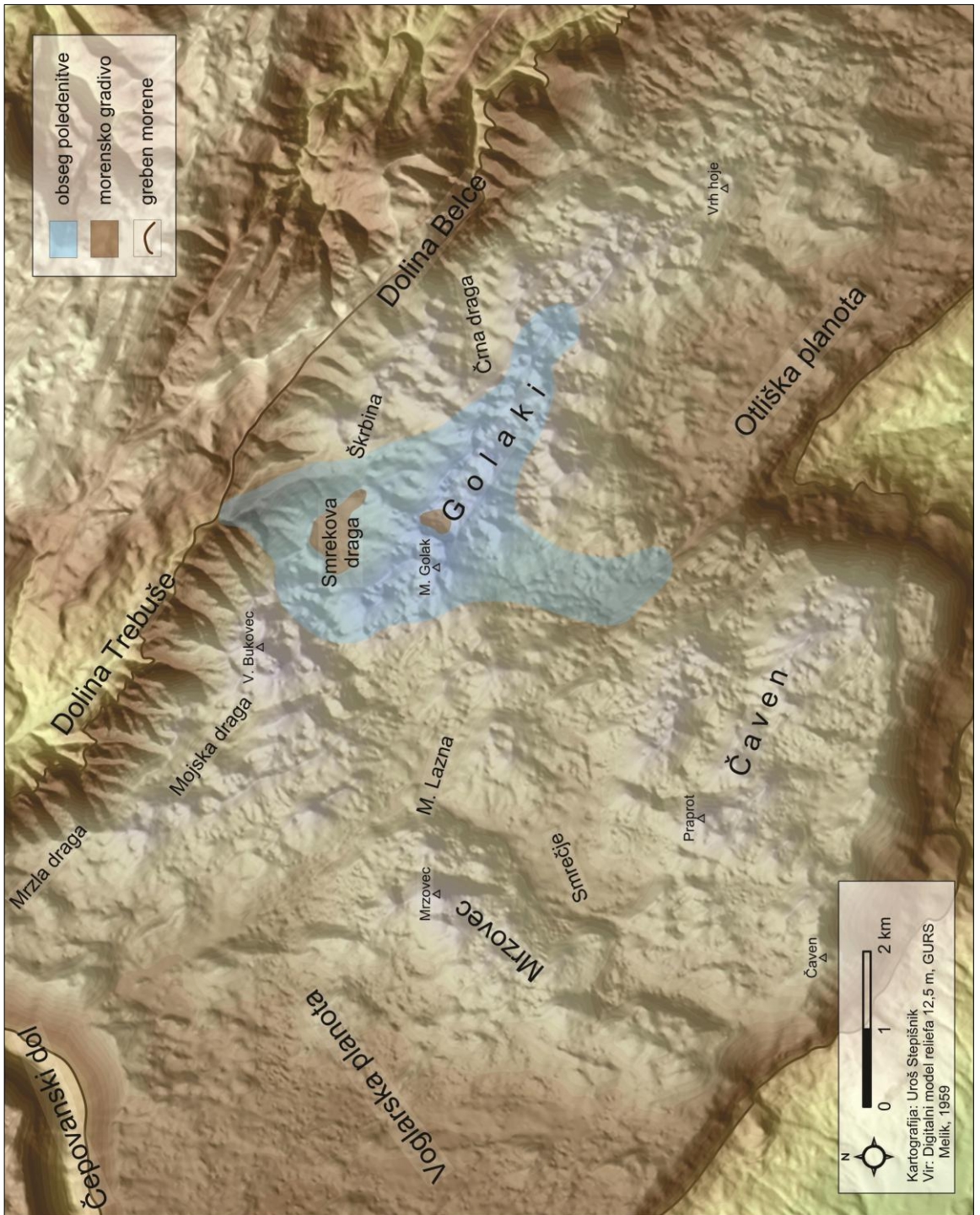
Poledenitev južnih pobočij Golakov vzporeja s situacijo poledenitve na severnem delu, ki jo je opisal Melik (1959). Habič (1968) predvideva, da led na južni strani ni polzel pod 1000 metrov nadmorske višine. Posredno dokazuje svoje trditve z manjšimi žlebovi na jugozahodni strani Golakov, ki naj bi jih oblikovali snežni plazovi, in številnimi kontami, ki so bile oblikovane ali preoblikovane z vodo, ki se je stekala z okoliških snežišč in ledenikov. S kontami je posredno pojasnil tudi obstoj ledenikov na Čavnu in Mrzovcu. Edina ledeniška akumulacija, ki bi lahko bila neposreden dokaz o obstoju poledenitve na prisojnih pobočjih Trnovskega gozda, je morena v bližini Iztokove kočje jugozahodno od Malega Golaka, o kateri piše Melik (1959). Ampak o njenem ledeniškem nastanku Habič (1968) izraža dvom, saj akumulacije ne sestavlja ledeniško gradivo.

Na severni strani ob vznožju Golakov, na območju Smrekove drage, na planoti okoli Škrbine, v Črni dragi in na Hudem polju je Habič (1968) našel številne ledeniške akumulacije. Kot že Buser (1965) pred njim delno zavrže Melikovo (1959) trditev o velikem čelnomorenskem nasipu na severnem robu Smrekove drage. Ugotovil je, da je v tem delu ledeniška akumulacija razmeroma plitva, torej Smrekova draga ne more biti čelnomorenska kotanja, ampak le obsežna kraška globel, ki jo je v višku poledenitve v celoti prekrival led in preko nje polzel v dolino Trebuše. Le ob manj izrazitih poledenitvenih fazah se je led z vznožja Malega Golaka stekal v dno drage; tako je ledeniški material odložen skoraj po celotnem obodu in v dnu. Namesto čelnomorenskega nasipa ob zunanjem robu Smrekove drage je tam našel bočno moreno, ki sega preko roba kotanje proti dolini Trebuše (Habič, 1968).

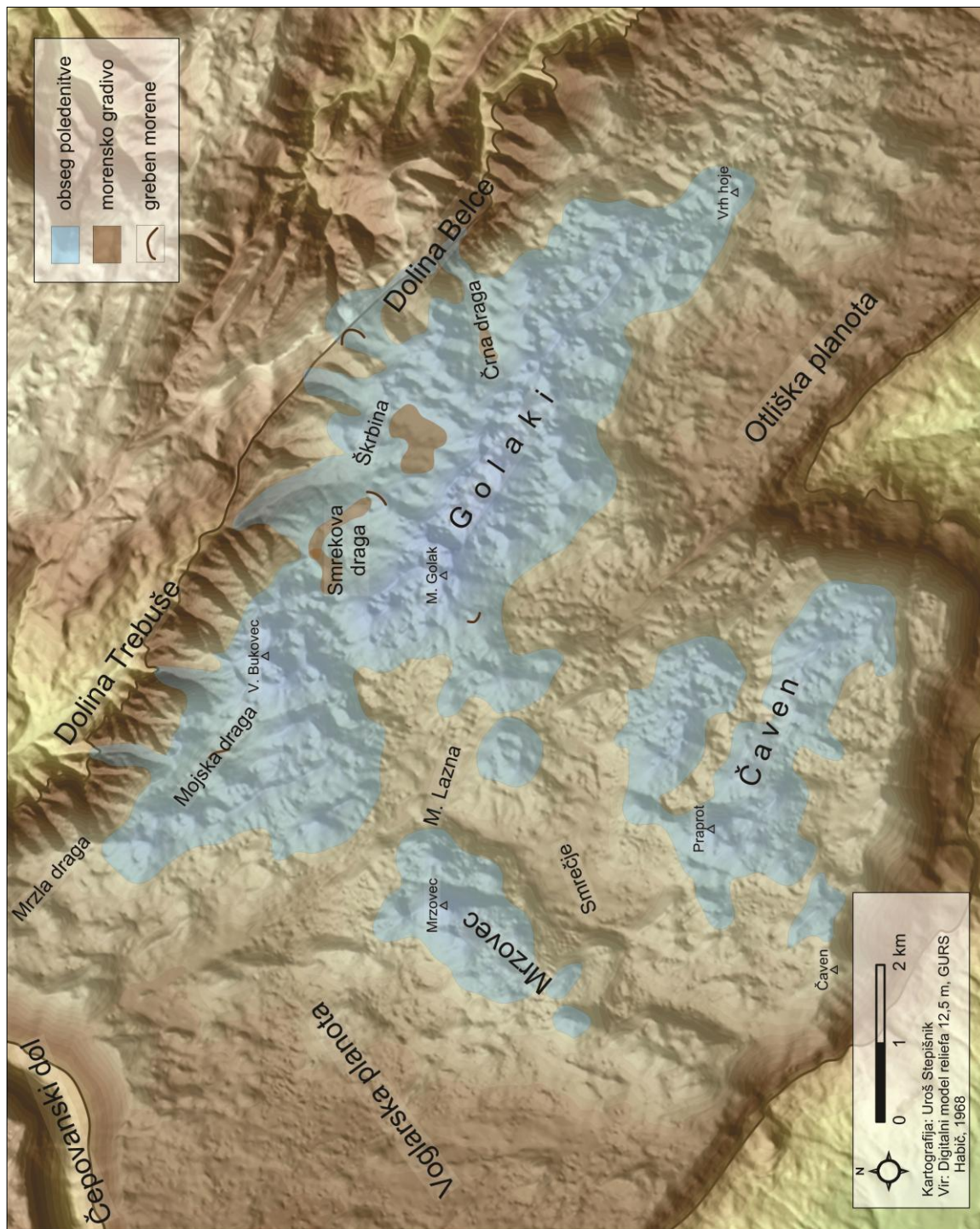
Tudi v dnu Mojske drage je izrazita čelna morena. Kljub odsotnosti dokazov Habič (1968) trdi, da je ledenik iz Mojske drage padal v dolino Trebuše. Na planoti okoli Škrbine, vzhodno od Smrekove drage, so manjše zaplate ledeniških akumulacij. Na tem območju je našel nekaj sufozijskih vrtač v plitvih talnih morenah in zato sklepal, da je večino ledeniškega materiala mehansko ali v raztopini preneslo v podzemlje. Tako pojasni odsotnost večjih količin ledeniških akumulacij na tem planotastem površju. Na podlagi topografije površja in razporeditve moren sklepa, da je led od tod polzel v dolino Trebuše in na Hudo polje (Habič, 1968).

V Črni dragi je večja količina ledeniških akumulacij (Habič, 1968). Led, ki je zapolnjeval drago, je pritekalo iz smeri Medvedjega vrha in preko reliefne stopnje padal v dolino Belce. Dno Črne drage zapolnjuje obsežna talna morena. Vzhodno od Črne drage ni več ledeniških akumulacij, pač pa prisotnost poledenitve Habič (1968) pojasnjuje z večjimi apnenčastimi bloki na dolomitni podlagi. Navaja jih kot dokaz, da je ledenik polzel preko tega območja in transportiral apnenčasto gradivo iz višjih predelov na jugu (Habič, 1968).

Slika 5: Sledovi in obseg poledenitve po Meliku



Slika 6: Sledovi in obseg poledenitve po Habiču



Habič (1968) je ugotovil, da je bila poledenitev severnega dela Trnovskega gozda obsežnejša od poledenitve južne, prisojne strani. Točnega obsega poledenitve ni mogel določiti, saj na južnih pobočjih ni ledeniških akumulacij, na severnih pa so se ledeniki stekali v strmi dolini Trebuše in Belce. Ker v njih ni našel ledeniških akumulacij, je sklepal, da so jih pobočni in fluvialni procesi v celoti presedimentirali ali prekrili z mlajšimi nanosi. Edino sled poledenitve pod reliefno stopnjo je našel na Hudem polju, kjer so odloženi manjši čelnomorenski nasipi ledenika izpod Golakov (Habič, 1968).

Snežno mejo je Habič določil na osnovi ledeniških akumulacij in drugih geomorfni oblik. Na osojnih legah je določil nadmorsko višino pleistocenske snežne meje celo na višini 1035 metrov, na prisojni strani pa na okrog 1200 metrov. Zaključil je, da je zaradi lokalnih razlik v osončenosti razlika v višini med snežno mejo na prisojni in osojni strani gorovja od 100 do 150 metrov (Habič, 1968).

Slika 7: Ledeniške akumulacije na Hudem polju



Avtor: Manja Žebre

3. METODOLOGIJA

Pri osnovnih terenskih pregledih sledov poledenitve, ki jih navaja dosedanja literatura (Melik, 1959; Buser, 1965; Habič, 1968), smo prišli do spoznanja, da objavljene raziskave ne podajajo rezultatov obsega pleistocenske poledenitve in pleistocenske ravnovesne meje, kot jo razumemo danes. Po skoraj petdesetih letih, kolikor je minilo od zadnje raziskave poledenitve na območju, poznamo drugačne teoretične in metodološke pristope proučevanja poledenitev. Prav zato smo se odločili za ponovno proučitev obsega in značilnosti pleistocenske poledenitve Trnovskega gozda z namenom reinterpretacije dosedanjih raziskav.

Proučevano območje je obsegalo vse dele Trnovskega gozda in okoliških pobočij, ki bi po naših ocenah lahko bili neposredno ali posredno preoblikovani z ledeniški procesi. Tako smo podrobno analizirali širše območje Golakov, Mrzovca in Čavna ter vseh njihovih pobočij. V raziskavo so bila vključena tudi vsa območja, za katera literatura (Habič, 1968) ugotavlja posredno ledeniško preoblikovanje. Posamezni pregledi območij so potekali od leta 2002, sistematična analiza območja, zbiranje in interpretacija podatkov pa med letoma 2009 in 2012.

Slika 8: Mojska draga s Poldanovcem



Avtor: Blaž Kodelja

Zbiranje podatkov o obsegu in značilnostih poledenitve se je začelo s pregledom obstoječe znanstvene in strokovne literature o fizičnogeografskih, geoloških, meteoroloških in glacioloških značilnostih območja. Pred terenskim delom je bila opravljena tudi podrobna analiza kartografskega gradiva, predvsem topografskih kart v različnih merilih in geoloških kart z njihovimi tolmači. Sledila je podrobna terenska morfografska in morfometrična analiza ledeniških erozijskih in akumulacijskih oblik. Na osnovi morfografske in morfometrične analize je bil ugotovljen obseg ledenikov. Meja poledenitve je bila določena na podlagi robnih ledeniških oblik, kot so čelne in bočne morene ter ledeniške rame. Topografijo ledenikov smo rekonstruirali z metodo, ki temelji na izdelavi teoretičnega vzdolžnega profila ledeniškega površja (Benn, Hulton, 2010), končno rekonstrukcijo topografije ledenikov na Trnovskem gozdu pa smo izdelali z digitalnim modelom današnjih nadmorskih višin in ekstrapolacijo izračunanih teoretičnih vzdolžnih profilov ledeniškega površja (Benn, Hulton, 2010). Podatki o topografiji ledenikov so bili nato uporabljeni pri izračunih njihove debeline in površine. Sledila je rekonstrukcija ravnovesne meje z dvema metodama. S pomočjo izračunanih višin ravnovesne meje ledenikov in sedanjih klimatskih podatkov za območje smo rekonstruirali paleoklimatske značilnosti proučevanega območja.

3.1. MORFOGRAFSKA IN MORFOMETRIČNA ANALIZA

Terenska morfografska in morfometrična analiza sta temeljili na detajlnem pregledu območja, identifikaciji ledeniških oblik in njihovi prostorski dokumentaciji.

Detajlno smo pregledali celotno območje, za katerega predhodna literatura predvideva obseg poledenitve, zlasti območja, na katerih so bile najdene večje ledeniške akumulacije. Poleg teh območij smo podrobno pregledali tudi severna pobočja Golakov, Čavna in Mrzovca, ki so zaradi osojne lege praviloma bolj podvržena oblikovanju ledenikov. Pregledali smo tudi dna in pobočja kont, saj so bila zaradi temperaturne inverzije zapolnjena z ledom. Pri terenskem pregledu smo bili osredotočeni na prepoznavanje ledeniških akumulacijskih oblik. V okolju s specifično vegetacijo in litološko zgradbo, kot je Trnovski gozd, se ledeniških erozijskih oblik ne loči jasno od živoskalnih oblik okoliškega krasa, zato jih nismo upoštevali. Prav tako se ne loči ledeniških akumulacij, sestavljenih le iz dolomitnega gradiva, od preperele dolomitne matične podlage, zato takšnih akumulacij prav tako nismo upoštevali. Kot ledeniške akumulacije pa so bile dokumentirane vse večje akumulacije, ki so s strukturo in teksturo svojega gradiva nedvomno izkazovale ledeniški izvor. Podlaga za terensko prostorsko umestitev in dokumentacijo ledeniških oblik so bili Temeljni topografski načrti v merilu 1 : 10 000, za nekatere predele pa Temeljni topografski načrti v merilu 1 : 5 000.

Morfometrična analiza je bila opravljena na vseh ledeniških oblikah, s pomočjo katerih smo lahko izdelali rekonstrukcijo topografije ali ravnovesne meje ledenikov. Temeljila je na analizi kartografskega gradiva in analizi digitalnega modela nadmorskih višin. Del morfometričnih podatkov, predvsem nadmorske višine nekaterih talnih in bočnih moren, pa smo pridobili na terenu s pomočjo barometričnega višinomera in GPS-a.

3.2. REKONSTRUKCIJA TOPOGRAFIJE LEDENIKOV

Za rekonstrukcijo topografije ledenikov obstaja vrsta metod. Ne glede na zahtevnost njihove uporabe ima vsaka izmed njih prednosti in slabosti. Za različne velikosti in tipe ledenikov moramo izbrati najprimernejše metode rekonstrukcije. Za površinsko majhne ledenike, pri katerih je topografija podlage izjemno razgibana, je najbolj primeren model rekonstrukcije vzdolžnega profila ledeniškega površja (Benn, Hulton, 2010). To metodo smo uporabili pri rekonstrukciji topografije ledenikov na Trnovskem gozdu.

Numerični model vzdolžnega profila ledeniškega površja (Benn, Hulton, 2010) temelji na predpostavki, da se led deformira, kadar strižna napetost (τ_d), ki je rezultat teže in površinskega gradienta ledu, doseže mejo plastičnosti (τ_y). Strižna napetost (τ_d) nikoli ne preseže meje plastičnosti (τ_y), saj model predvideva, da se vzdolžni profil nenehno prilagaja in ohranja pogoj $\tau_d = \tau_y$ (Benn, Hulton, 2010). To razmerje zapišemo:

$$\tau_y = \tau_d = \rho g H \frac{\delta h}{\delta x}$$

Kjer je ρ gostota ledeniškega ledu ($\sim 900 \text{ kg m}^{-3}$), g težnostni pospešek ($9,81 \text{ m s}^{-2}$), H debelina ledu in $\frac{\delta h}{\delta x}$ površinski gradient ledu.

Za hipotetični ledenik, ki leži na ravni podlagi, parabolično spremembo debeline ledu vzdolž ledenika izračunamo:

$$H_x = \left(\frac{2\tau_y}{\rho g} x \right)^{1/2}$$

Enačba je uporabna le za ledenike z majhnim naklonom; v primeru velikega naklona podlage je enačba neuporabna. Za izračun vzdolžnega površja ledenika na asimetrični podlagi ne moremo uporabiti analitične rešitve. Zato ga izračunamo v zaporedju posameznih korakov (Benn, Hulton, 2010):

$$h_{i+1}^2 - h_{i+1}(B_i + B_{i+1}) + h_i(B_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x \bar{\tau}_y}{\rho g} = 0$$

Pri modeliranju smo uporabili program *Profiler* (Benn, Hulton, 2010), ki na podlagi predstavljenega modela in nadmorskih višin podlage izračuna debelino ledenika na posamezni točki oziroma celoten vzdolžni profil ledeniškega površja. Pri modeliranju smo uporabili vrednosti meje plastičnosti med 50 in 150 kPa, saj se na tem intervalu gibljejo izračunane vrednosti za ledeniški led (Singh, Singh, Iaritashya, 2011). Za začetno mejo plastičnosti smo izbrali srednjo vrednost 100 kPa. Pravilo za določitev optimalne vrednosti meje plastičnosti za posamezno območje ledenika ne obstaja (Benn, Hulton, 2010), zato smo vrednosti meje plastičnosti na posamezni točki vzdolžnega profila ledeniškega površja prilagodili ciljnim vrednostim (Benn, Hulton, 2010). Ciljne vrednosti so na terenu evidentirani morfometrični podatki o debelini ledenikov.

Problem rekonstrukcije topografije s to metodo je na območjih z velikimi nakloni podledeniškega površja. Zaradi konstantne meje plastičnosti, ki jo predvideva model, se rekonstruirano ledeniško površje na strmih pobočjih ne bo prekinilo, kot se to dogaja pri dejanskih ledenikih. Namesto tega model izračuna zelo tanek sloj ledu, ki prekriva strmo pobočje (Benn, Hulton, 2010). V naravi bi na teh mestih pričakovali strmo pobočje, preko katerega padajo seraki ali pa ledeniški plaz.

3.3. REKONSTRUKCIJA RAVNOVESNE MEJE LEDENIKOV

Ravnovesna meja je navidezna meja na ledeniku, vzdolž katere je masna bilanca enaka nič (Porter, 2000); nahaja se na nadmorski višini, na kateri sta akumulacija in ablacija ledu v ravnovesju (Benn, Evans, 1998). Ravnovesna meja pogosto ni jasna linija, ampak prehodno območje med snegom, snežnimi krpami in golim ledom na ledeniškem površju (Cuffey, Paterson, 2010). Pomembna je pri študijah masne bilance, dinamike ledenikov in lokalnih klimatskih značilnosti (Cuffey, Paterson, 2010). Današnjo ravnovesno mejo navadno določamo na podlagi neposrednih meritev masne bilance na ledeniku. Ker masne bilance na nekdanjih ledenikih ne moremo natančno določiti, uporabljamo različne numerične metode za izračun ravnovesne meje.

Za določevanje ravnovesne meje ledenikov obstaja vrsta metod, ki se uporabljajo za različne tipe poledenitev. Pri nekaterih metodah za izračun potrebujemo le osnovne morfometrične podatke. Te metode so uporabne pri krniških in dolinskih tipih poledenitve (Porter, 2000), pri drugih metodah, ki jih lahko apliciramo na geometrično kompleksnejše ledenike, pa je potrebna celotna rekonstrukcija njihove topografije.

Za izračun pleistocenske ravnovesne meje na Trnovskem gozdu sta bili na osnovi razpoložljivih morfometričnih podatkov ter tipa in geometrije ledenikov uporabljeni dve metodi: metoda deleža akumulacijskega dela ledenika in metoda zgornje meje bočnih moren.

3.3.1 Metoda deleža akumulacijskega dela ledenika

Ena izmed najbolj pogosto uporabljenih metod za izračun ravnovesne meje na nekdanjih ledenikih je metoda deleža akumulacijskega dela ledenika (*ang. accumulation-area ratio method*) (e. g. Meier, Post, 1962; Porter, 1975; Torsnes, Rye, Nesje, 1993). Metoda temelji na predpostavki, da površina akumulacijskega dela ledenika zavzema določen delež celotne površine ledenika. Uporaba te metode predpostavlja linearni gradient masne bilance. Obseg in topografija ledenika se določijo na podlagi terenskih morfografskih in morfometričnih podatkov. Na osnovi rekonstruirane topografije ledenika se izračuna površina med izbranimi višinskimi pasovi. Z vrednostmi površin se izdelava kumulativna krivulja, ki grafično prikazuje višinsko razporeditev deležev ledenika (Porter, 2000). Ravnovesno mejo tako ob predpostavljenem deležu akumulacijskega dela ledenika odčitamo iz kumulativne krivulje.

Empirična proučevanja današnjih ledenikov na srednjih in visokih geografskih širinah so pokazala, da je v stabilnih pogojih delež akumulacijskega dela ledenika običajno med 50 in 80 odstotki celotne površine ledenika (Meier, Post, 1962). Ta delež pa se spreminja v odvisnosti od geometrije ledenika, tipa ledenika in gradienta masne bilance.

Primer vpliva geometrije ledenika je najočitnejši pri primerjavi ledenika s širokim akumulacijskim in ozkim ablacijskim območjem ter ledenika z ozkim akumulacijskim in širokim ablacijskim območjem. Četudi je ravnovesna meja pri obeh primerih na isti nadmorski višini, je delež akumulacijskega dela ledenika v primeru ledenika s širšim akumulacijskim delom večji (Furbish, Andrews, 1984).

Na delež akumulacijskega dela ledenika vpliva tudi tip ledenika. Porter (1975) je ugotovil, da se delež akumulacijskega dela pri dolinskih ledenikih v Južnih Alpah na Novi Zelandiji giblje od 55 do 65 odstotkov; za ledenike v evropskih Alpah so določili povprečni delež 67 odstotkov (Gross, Kerschner, Patzelt, 1976). Asimetrična geometrija piedmontskih, odtočnih in platojskih ledenikov predstavlja izjeme pri določevanju deleža akumulacijskega dela. Tako sta Ignéczi in Nagy (2012) na današnjih odtočnih ledenikih ugotovila, da je delež 58 odstotkov; precej višje deleže (do 80 odstotkov) pa je na osnovi rekonstruiranih odtočnih ledenikov na Dinarskem gorstvu v Črni gori ugotovil Hughes (2011; 2010). Ekstremno nizke deleže, in sicer 40 odstotkov, navaja Kulkarni (1992) za ledenike z debelim drobirskim plaščem.

Kljub temu da metoda predpostavlja linearen gradient masne bilance in ne upošteva geometrije ledenika, je ob pravilni izbiri razmerja in natančni rekonstrukciji topografije ledenika ena izmed najbolj zanesljivih metod za določevanje nekdanje ravnovesne meje (Osmaston, 1989; Torsnes, Rye, Nesje, 1993; Meierding, 1982).

3.3.2. Metoda zgornje meje bočnih moren

Metoda zgornje meje bočnih moren (*ang. maximum elevation of lateral moraines*) predpostavlja, da za ledenik v stabilnem stanju zgornja meja bočnih moren sovpada z minimalno višino ravnovesne meje (Lichtenecker, 1938; cv: Benn, Lehmkuhl, 2000), kajti bočna akumulacija ledeniškega materiala poteka le pod ravnovesno mejo. Sedimentiranje bočnih moren je v skladu z zakoni ledeniškega toka; led z ledeniškim materialom se nad ravnovesno mejo premika proti sredini ledenika, pod njo pa v smeri roba ledenika (Andrews, 1975). Zgornja meja dobro ohranjenih bočnih moren nekdanjih ledenikov je dober približek nekdanje ravnovesne meje (Porter, 2000).

Ta metoda je lahko nenatančna zaradi denudacije bočnih moren ali pa tudi ker bočne morene tik pod ravnovesno mejo sploh niso bile odložene (Meierding, 1982; Hawkins, 1985).

3.4. PALEOKLIMATSKA REKONSTRUKCIJA

Poenostavljen model stopinjskih dni (*ang. simple degree-day model*) je metoda, s katero izračunamo količino akumulacije, ki je potrebna za ohranjanje ledenikov, posredno pa izračunamo tudi količino padavin v času poledenitve. Temelji na predpostavki, da se ledenik tali, ko so temperature zraka nad tališčem od 1 do 2 metra nad ledeniškim površjem. Celotno taljenje na neki točki je premosorazmerno z vsoto pozitivnih temperatur v določenem času.

Za rekonstrukcijo paleoklimatskih značilnosti z uporabo modela stopinjskih dni sta potrebni dve spremenljivki: letna temperaturna amplituda in srednja letna temperatura zraka. Podatke o letni

temperaturni amplitudi smo dobili z najbližje meteorološke postaje. Za potrebe nadaljnega modeliranja paleoklimatskih značilnosti smo ob predpostavki, da je bilo podnebje viška zadnje poledenitve bolj celinsko od današnjega, povečali vrednost letne temperaturne amplitude za 50 odstotkov (Hughes in sod., 2010). Srednjo letno temperaturo zraka na višini nekdanje ravnovesne meje ledenikov smo izračunali na podlagi ekstrapolacije podatkov z najbližje meteorološke postaje z vertikalnim temperaturnim gradientom. Pri izračunih smo uporabili vertikalni temperaturni gradient 0,6 stopinj Celzija na 100 metrov.

Izračun srednje letne temperature zraka na višini pleistocenske ravnovesne meje temelji na modeliranju. Pri modeliranju predpostavimo, da so bile temperature v času pleistocena nižje. Za območje Slovenije je bilo na podlagi geotermalnih podatkov iz vrtin ugotovljeno, da je bila temperatura v višku zadnje poledenitve glede na današnje stanje nižja za okoli 7 stopinj Celzija (Šafanda, Rajver, 2001). Natančnih podatkov o temperaturah za proučevano območje ne poznamo, zato je model temeljil na 5 do 10 stopinj nižjih temperaturah na enostopinjskem temperaturnem intervalu. Te vrednosti srednjih letnih temperatur in letnih temperaturnih razponov smo uporabili v enačbi za izračun srednjih dnevni temperatur zraka na ravnovesni meji ledenika (Brugger, 2006; Hughes, 2008):

$$T_d = A_y \sin\left(\frac{2\pi d}{\lambda - \phi}\right) + T_a$$

Kjer je T_d srednja dnevna temperatura zraka, A_y letna temperaturna amplituda, d dan v letu (1–365), λ obdobje (365 dni), ϕ fazni kot (1,93 radianov, ker je januar najhladnejši mesec) in T_a srednja letna temperatura zraka.

Vsoto pozitivnih srednjih dnevni temperatur nato množimo s koeficientom stopinjskih dni; uporabili smo povprečno izračunano vrednost na današnjih ledenikih ($4 \text{ mm dan}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$) (Braithwaite, 2008). S tem dobimo podatek o letni količini staljenega snega. Na višini ravnovesne meje je masna bilanca enaka nič, torej je taljenje snega enako njegovi akumulaciji.

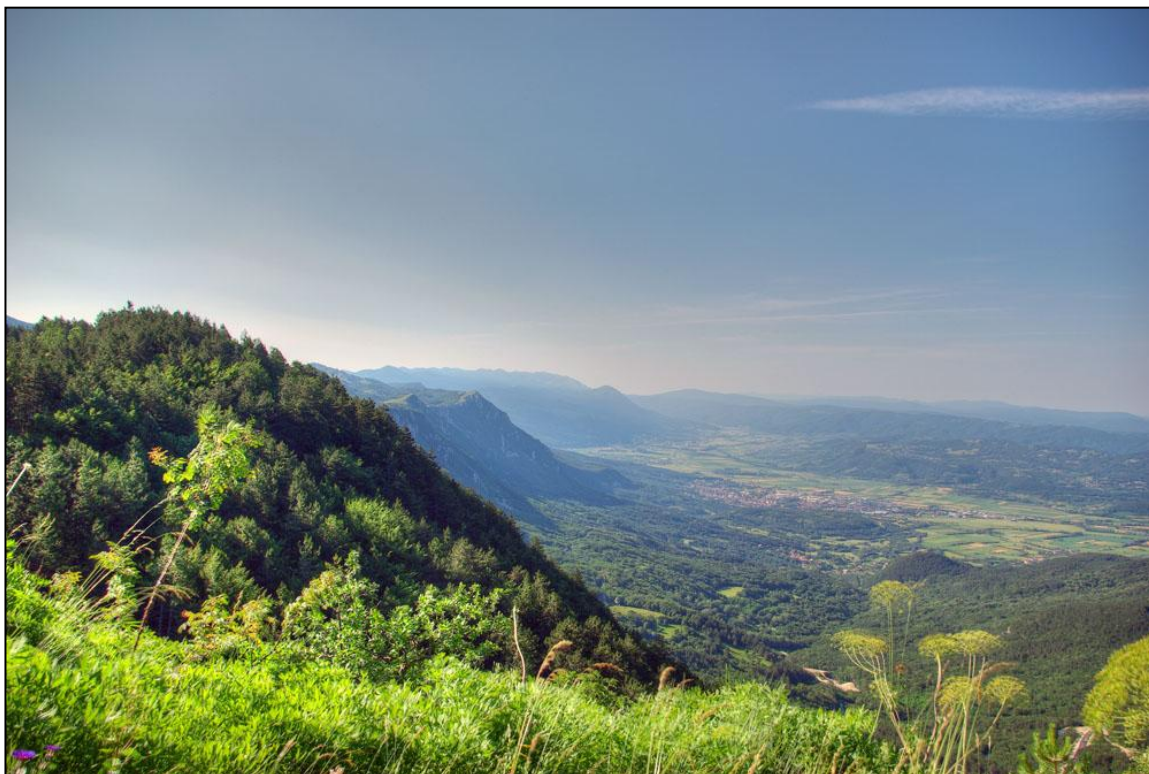
4. ZNAČILNOSTI TRNOVSKEGA GOZDA

4.1. GEOLOŠKE ZNAČILNOSTI

Območje Trnovskega gozda geotektonsko pripada Trnovskemu pokrovu, ki je narinjen na Hrušiški pokrov oziroma na eno izmed vmesnih lusk. Paleogeografsko gradijo območje Trnovskega gozda plitvovodne karbonate kamnine Dinarske karbonatne platforme mezozojske starosti, ki so narinjene na eocenske flišne kamnine.

Najstarejši litostratigrafski horizont predstavlja zgornjetriasni norijsko-retijski glavni dolomit, ki je razširjen v pasu od dolin Trebuše in Belce, ter prekriva najsevernejši del Trnovskega gozda. Najdemo ga tudi na vzhodnem pobočju Čavna do Predmeje. V stratigrafsko višjih delih prehaja v temno do svetlo siv plastnat dolomit in v svetlo siv plastnat dachsteinski apnenec (Janež in sod., 1997).

Slika 9: Južni rob Trnovskega gozda nad Vipavsko dolino



Avtor: Blaž Kodelja

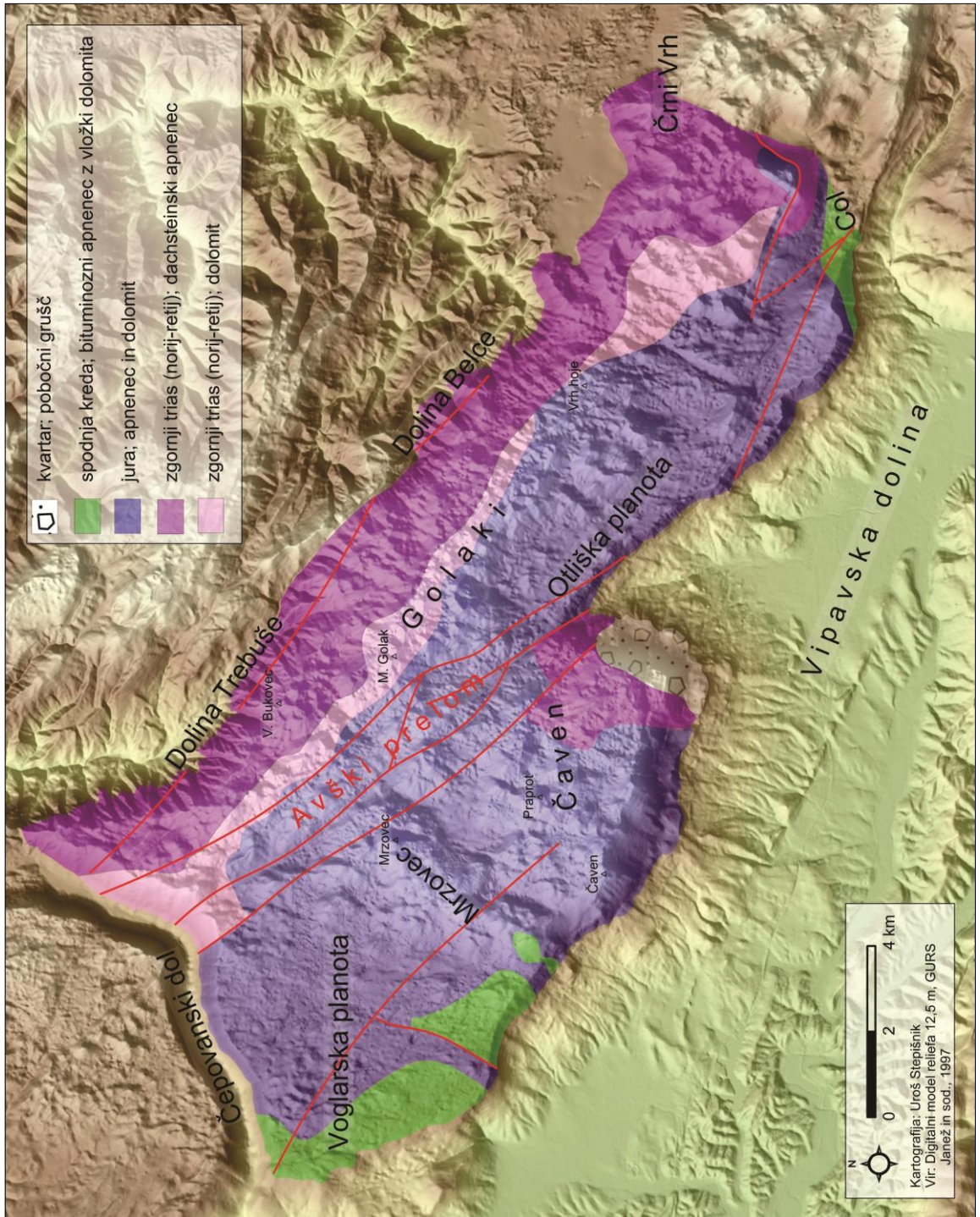
Zgornjetriasne plasti zvezno prehajajo v spodnjejursko menjavanje mikritnih apnencev in zrnatih dolomitov, nad katerimi ležijo apnenci z litioidami, ki jim sledijo srednjejurski oolitni in krinoidni apnenci z bočnimi prehodi v zrnate neplastnate dolomite. Zgornjejurske kamnine predstavljajo rjavi silificirani apnenci, nad katerimi ležijo beli plastnati grebenski apnenci. Na grebenske apnence nalegajo rjavkasti plastnati apnenci s prehodi v oolitne apnence. Skrajni zahodni del Trnovskega gozda gradijo kredne kamnine. Stratigrafsko najnižje kamnine so oolitni apnenci v menjavi z mikritnimi apnenci, nad njimi pa sledijo zgornjekredni apnenci z rudistnimi školjkami, ki se menjujejo z mikritnim apnencem. V zahodnem delu Trnovskega gozda se kredne kamnine zaključijo z laporastim razvojem. Paleocenske kamnine so zelo redke na območju Trnovskega gozda, najdemo jih le na vzhodnem obrobju v obliki vijoličnih laporovcev z vložki laporastih apnencev. Najmlajše kamnine predstavljajo eocenski fliši, ki gradijo spodnji del južnih pobočij Trnovskega gozda. Na severnih in južnih pobočjih Trnovskega gozda so prisotni tudi grušči in breče kvartarne starosti. Kvartarne starosti so tudi plasti ilovice, ki vsebuje velike količine roženca in na debelo pokrivajo uravnana dna Male in Velike Lazne ter Gospodove senožeti. Nastale so s preperevanjem zgornjejurskih apnencev z roženci (Buser, 1965, 1968, 1973, 1986; Janež in sod., 1997).

Slika 10: Preperelina apnenca z roženci



Avtor: Blaž Kodelja

Slika 11: Geološka karta Trnovskega gozda



Trnovski gozd ima zapleteno tektonsko zgradbo, ki jo definira eocensko do oligocensko narivanje Trnovskega pokrova na Hrušiški pokrov (Placer, 2008). Območje Trnovskega gozda tako pripada Trnovskemu pokrovu, medtem ko je osrednji in severni del Vipavske doline del Hrušiškega pokrova. Omenjene narivne enote so prerezane z neogenskimi desnozmičnimi prelomi v smeri severozahod–jugovzhod ter njihovimi veznimi prelomi. Za morfologijo območja je najpomembnejši Avški prelom, ki poteka od Avč čez Lokve do Predmeje (Buser, 1965, 1968, 1973, 1986; Janež in sod., 1997).

4.2. GEOMORFOLOŠKE ZNAČILNOSTI

Trnovski gozd je visoka kraška planota na slovenskem dinarskem krasu. Površje je na nadmorski višini med 600 in 1500 metrov, od tega je večji del med 800 in 1200 metri in obsega približno 120 km². Planota je globoko zakrasela, kar kažejo številna globoka brezna in izviri v dnu dolin; na celotnem ozemlju ni površinsko tekočih voda.

Trnovski gozd v morfološkem smislu ni enotna kraška planota, ampak je sestavljena iz hrbtov in vmesnih podolij ter robnih uravnav. Na osnovi najizrazitejših značilnosti površja je Habič (1968) predlagal členitev Trnovskega gozda na manjše morfološke enote.

Najbolj izstopa najvišji in najmasivnejši hrbet Golakov z višinami od 1400 do 1495 metrov. Vrhovi se stopnjasto znižujejo z najvišjega Malega Golaka v severozahodni smeri preko Velikega Bukovca na Veliki Češčevnik in Škol ter proti jugovzhodu preko Javorškega vrha na Potegle in na Vrh Hoje. Osrednji greben je razgiban s kopastimi vrhovi in kontami, uravnanega površja je malo. Na severnem delu hrbta izstopajo velike kotanje z imeni Mrzla, Mojska, Smrekova in Črna draga (Habič, 1968; Janež in sod., 1997).

Ob vznožju Golakov so širše planote, ki jih Habič (1968) opredeljuje kot ostanke robnih uravnav. Izoblikovane so bile v času pred dviganjem celotnega Visokega krasa. Najobsežnejša je Voglarska planota na zahodnem delu Trnovskega gozda, njen morfološki ekvivalent pa je Otliška planota na južnem delu območja med Predmejo, Kovkom in Colom (Habič, 1968; Janež in sod., 1997).

Osrednji hrbet Trnovskega gozda je razdeljen na štiri dele s prečnim in vzdolžnim znižanjem v površju. Znižanje v reliefu, ki poteka prečno na dinarsko smer, Habič (1968) imenuje Lazensko-krniški dol. Poteka od Smrekove drage, Paradane, Male in Velike Lazne, Smrečja do Krnice, kjer se zaključí s strmo strukturno stopnjo. Vzdolžno znižanje je oblikovano ob Avškem prelomu, ki poteka skozi Trnovski gozd med Lokvami in Predmejo. Ta pas znižanega površja, ki ga Habič (1968) imenuje Predmejsko podolje, poteka od Lokvarskega dola nad Čepovanskim dolom, preko Male Lazne, vse do Predmeje, kjer se zaključí s strmo stopnjo nad Vipavsko dolino. Na zahodni strani od Lazensko-krniškega dola sta Bukovec na severu in Mrzovec južno od Predmejskega podolja. Na vzhodni strani pa so Golaki na severu, na jugu pa Čaven (Habič, 1968; Janež in sod., 1997).

Morfogenetski razvoj območja Trnovskega gozda dosedanja znanstvena in strokovna literatura opisuje v luči cikličnega razvoja reliefa in s konceptom klimatske geomorfologije. Uravnano kraško površje, ki so ga različni avtorji identificirali na do petih različnih višinskih nivojih, so pripisovali večfaznemu predkraškemu fluvialnemu preoblikovanju površja in tektonskemu delovanju (Kosmat,

1909, 1916; Winkler, 1957; Melik, 1959; Habič, 1968). Nastanek vzpetin, predvsem kopastih vrhov, so interpretirali z geomorfnimi procesi v subtropskih klimatskih razmerah (Winkler, 1957; Habič, 1968). Kraške kotanje, predvsem konte in vrtače, so pripisovali procesom v hladnejših klimatskih obdobjih (Winkler, 1957; Habič, 1968), obstoj linearnih nižanj v površju pa vrezovanju rek v predkraško površje Trnovskega gozda (Winkler 1957; Melik, 1959; Habič, 1968).

Slika 12: Lokvarski dol



Avtor: Blaž Kodolja

Danes morfo-genetski razvoj Trnovskega gozda razumemo kot kompleksno součinkovanje kraških in ostalih procesov, ki so odvisni predvsem od lokalnih dejavnikov. Najpomembnejši proces preoblikovanja površja je vsekakor raztapljanje oziroma kemično preperevanje in odnašanje raztopine v podzemlje. Celotno območje Trnovskega gozda predstavlja globoki raztočni kras. Globina neprežete cone na celotnem območju je več kot 500 metrov, v podzemlju pa se raztekajo avtigene vode v smeri mnogih izvirov v podnožju planote. V podzemlju tako prevladujejo predvsem brezna vadozne cone (Mihevc, 1995, 1997), površje pa je tipično kraško z vsemi značilnimi oblikami. Zaradi pestre litološke sestave prihaja do razlik v lokalni oblikovanosti površja, ki so rezultat različnega načina preperevanja kamnine in transporta prepereline. Tako je za površje na apnencih značilna izrazita kamnitost površja, kar se kaže predvsem v veliki pestrosti manjših kraških oblik, kot so žlebiči, škraplje in različne vrtače. Na dolomitnem površju je manjša pestrost drobnih kraških oblik, debelina prepereline pa je zaradi intenzivnejšega mehanskega preperevanja praviloma večja.

Slika 13: Konte na grebenu Golakov



Avtor: Blaž Kodelja

Planotaste dele Trnovskega gozda, predvsem Voglarsko in Otliško planoto, avtorji (Kossmat, 1909, 1916; Winkler, 1957; Melik, 1959; Habič, 1968) razlagajo s predkraškim nastankom bodisi v drugačnem klimatskem okolju bodisi pred tektonskim ali erozijskim dvigom območja. Danes tovrstne uravnave razlagamo z uravnavanjem v bližini gladine podzemne vode, podobno kot dna kraških polj, saj drugih mehanizmov uravnavanja kraškega površja ne poznamo. Območje je moralo biti dovolj dolgo izpostavljeno kemičnemu preperevanju na gladini podzemne vode, le-ta pa dolgo stabilna, da so se lahko uravnave sploh oblikovale. Kljub navedbam različnih avtorjev (Kossmat, 1909, 1916; Winkler, 1957; Melik, 1959; Habič, 1968) ni popolnoma jasno, kdaj in v kakšnih pogojih je prišlo do uravnavanja.

Manjša območja fluviokrasi so na doggerskih apnencih z roženci in na pretrtih norijsko-retijskih dolomitih. Te kamnine so na površju podvržene mehanskemu preperevanju ter posledično površinskemu spiranju in akumulaciji materiala v nižjih delih. Tako najdemo fluviokras ob Predmejskem podolju na območju Turškega klanca, Male Lazne in severozahodno od Predmeje. Ob Lazensko-krniškem dolu so območja fluviokrasi v Smrečju, Veliki in Avški Lazni.

Kraške kotanje na Trnovskem gozdu se pojavljajo v različnih oblikah in dimenzijah. Na Voglarski in Otliški planoti je velika gostota vrtač. V debeloskladnatih apnencih so oblikovane lijakaste, skledaste

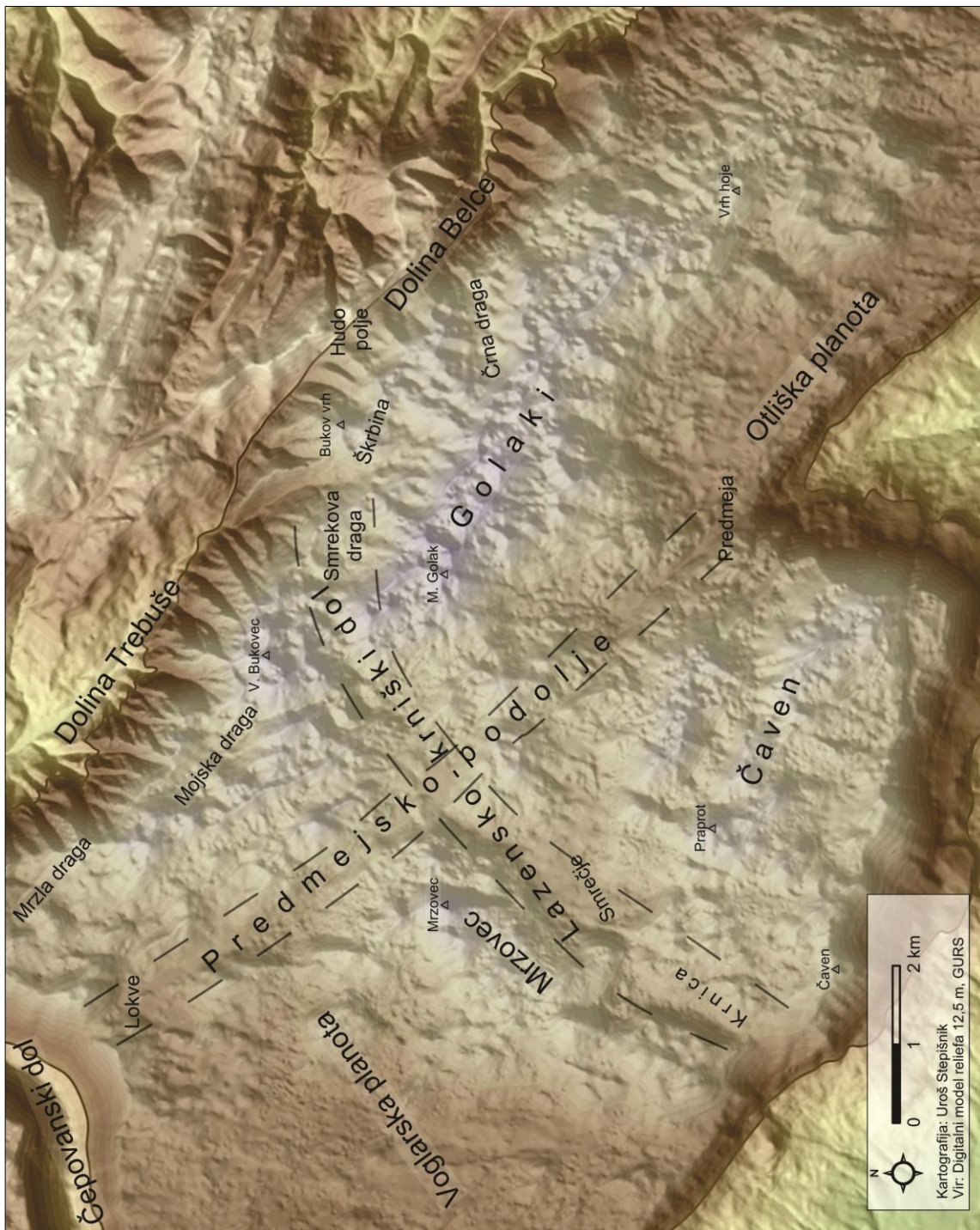
in kotličaste vrtače (Janež in sod., 1997), na mehansko manj odpornih kamninah pa so plitvejše in manj skalnate. Na območjih Golakov in Čavna so pogoste manjše okrogle skalnate kotanje. Bolj strme so kotliči (Kunaver, 1962; Melik, 1963; Habič, 1968), širše in manj strme kotanje pa Habič (1968) opredeljuje kot kotličaste vrtače. Njihov nastanek povezujejo z lokalnim pospešenim raztapljanjem s snežnico (Kunaver, 1962) ali s preperevanjem v periglacialnih razmerah (Melik, 1963; Habič, 1968). Nekateri kotliči so po nastanku lahko tudi brezna, ki so zapolnjena z gruščem (Stepišnik, 2011).

Obsežne kotanje nepravilnih oblik v osrednjem delu Trnovskega gozda domačini imenujejo lazne, literatura (Habič, 1968) pa nekatere izmed njih imenuje doli. Ob Lazensko-krniškem dolu so kotanje Smrečje, Avška Lazna in Velika Lazna, na stičišču s Predmejskim podoljem pa Mala Lazna. Podobna kotanja z imenom Lokvarski dol (Habič, 1968) leži v severozahodnem delu območja v Predmejskem podolju. Te velike kotanje so v tlorisu nepravilnih oblik, dna pa zapolnjuje ilovnat material ali pa dolomitni in roženčev grušč. Habič (1968) je nekatere zapolnitve v laznah razlagal z akumulacijo predledeniških tokov. Pri terenskem pregledu smo to trditev ovrgli, saj se material spira s pobočij lazen, ki delujejo ali pa so delovala fluviokraško. Relativno uravnana dna so praviloma razčlenjena z manjšimi sufozijskimi vrtačami. Vse lazne Trnovskega gozda so zaprte kotanje z obsežnim razčlenjenim, delno uravnanim dnom in jih opredeljujemo kot uvale (Čalič, 2009).

Med kopastimi vrhovi Golakov v severnem delu območja najgloblje kraške kotanje domačini imenujejo drage. V skrajnem severozahodnem delu Golakov je Mrzla draga, proti jugovzhodu pa si sledijo Mojska, Smrekova in Črna draga. Drage imajo nepravilno obliko oboda in strma, delno stenasta pobočja. Največja med njimi, Mojska draga, ima prostornino okoli 50 milijonov kubičnih metrov. Pri oblikovanju teh poglobitev so bili pomembni ledeniki, ki so prihajali z grebena Golakov ali pa se je led v hladnejših obdobjih pleistocena v dragah le zadrževal (Melik, 1959; Habič, 1968). Melik (1959) je Smrekovo drago celo opredelil kot čelnomorenško kotanjo. Tako so v dneh in pobočjih Smrekove in Črne drage obsežne ledeniške akumulacije, v dneh Mrzle in Mojske drage pa le ilovnat material in ostrorobat grušč, ki naj bi bil nanesen s snežišč ali s podledeniškimi tokovi (Habič, 1968). Morfogenezu drag na Trnovskem gozdu povezujemo s točkasto pospešeno korozijo podledeniških in snežniških vod ter z mehanskim delovanjem ledenika (Šifrer, 1959; Melik, 1959; Habič, 1968). Ledeniško delovanje je v primeru Smrekove in Črne drage vključevalo ledeniško erozijo, saj so se ledeniki stekali preko njih in s seboj transportirali material. V primeru Mrzle in Mojske drage sledov polzenja ledenika preko njih nismo našli. Ledene mase ali snežišča so v njihovih dneh in pobočjih le pospeševala mehansko preperevanje; vode so odnašale material mehansko in v raztopini.

Ostale večje kraške globeli, ki jih imenujemo konte, so značilne predvsem za greben Golakov in višje predele Čavna. Večinoma so oblikovane na nekoliko bolj uravnanih površinah med vrhovi in so močno vezane na razpoke in prelome (Habič, 1968). Njihova pobočja so strma in skalnata, v dneh prevladujejo podorni bloki in grušč. Na pobočjih in dneh kont so v živoskalni podlagi pogosto kotliči in kotličaste vrtače (Habič, 1968). V času pleistocena so bile konte Trnovskega gozda v erozijskih delih ledenikov ali v njihovi bližini. Zaradi temperaturne inverzije so bile tudi vse konte pod višino snežne meje zapolnjene z ledom ali snežišči. V njih je zaradi pospešene točkaste korozije in zaradi intenzivnejšega mehanskega preperevanja prihajalo do pospešenega poglobljanja, enako kot pri dragah. Konte in drage tako uvrščamo med posebne, klimatsko pogojene kraške oblike, ker so se po večini oblikovale na območju pleistocenske poledenitve ali v neposredni bližini.

Slika 14: Karta geomorfoloških enot Trnovskega gozda



4.3. KLIMATSKE ZNAČILNOSTI

Trnovski gozd predstavlja izrazito reliefno pregrado med toplejšimi morskimi vplivi na južni in hladnejšimi celinskimi vremenskimi vplivi na severni strani, podnebje na območju najvišjega osrednjega dela Trnovskega gozda pa je gorsko. Zrak se na kratki razdalji hitro in strmo dvigne iz Vipavske doline za več kot 1300 metrov. Vlažne zračne mase z jugozahoda so zato prisiljene v hiter dvig, pri tem pa pride do ohlajevanja in kondenzacije, kar predstavlja osnovo za obilne orografske padavine (Klimatografija Slovenije. Padavine, 1989; Janež in sod., 1997).

Slika 15: Vetrna krošnja pri Sinjem vrhu



Avtor: Blaž Kodelja

Povprečna letna temperatura v Vipavski dolini se giblje od 11 do 12,5 stopinj Celzija, na višinah med 700 in 900 metrov od 7 do 9 stopinj Celzija, v višinah nad 1000 metrov pa pod 5 stopinj Celzija (Janež in sod., 1997). Povprečne januarske temperature v Vipavski dolini se gibljejo od 2 do 4 stopinj Celzija, na najvišjih predelih Trnovskega gozda pa od -2 do -4 stopinj Celzija. Julijske temperature so bolj izenačene. V Vipavski dolini je povprečje nad 20 stopinj Celzija, v najvišjih predelih pa med 12 in 14 stopinj Celzija (Klimatografija Slovenije. Temperature zraka, 1988; Janež in sod., 1997).

Trnovski gozd je ena izmed prvih gorskih pregrad Visokega krasa na prehodu od Jadranskega morja proti notranjosti celine. Predgorje Trnovskega gozda prejme od 1400 do 1600 milimetrov padavin, na strukturni stopnji nad Vipavsko dolino je količina od 1700 do 2000, na območju Golakov pa celo do 3200 milimetrov. Največ padavin pade oktobra in novembra, najmanj pa februarja in marca. Sicer so padavine precej enakomerno razporejene preko celega leta. V povprečju prvi sneg zapade novembra, obleži pa do marca ali sredine aprila, v mraziščih lahko tudi do prvih poletnih mesecev (Klimatografija Slovenije. Padavine, 1989).

S klimatskega stališča so na Trnovskem gozdu pomembne tudi konte in drage, za katere sta značilna temperaturni in vegetacijski obrat (Beck, 1906; Hribar, 1960; Habič, 1968; Ogrin, Ogrin, 2005). Nekateri avtorji povezujejo temperaturni obrat v dneh kont in drag z večjimi količinami ledu v podzemlju; hladen zrak iz podzemlja skozi špranje vdira v dna kont in drag ter ohlaja okoliški zrak (Melik, 1959; Hribar, 1960). Rezultate meritev temperatur v Smrekovi dragi navajajo številni avtorji. Na osnovi njihovih meritev smo izračunali, da vertikalni temperaturni gradient znaša 7,1 (Hribar, 1960) oziroma 8,5 (Ogrin, Ogrin, 2005) stopinj Celzija na 100 metrov. Te vrednosti v grobem ustrezajo meritvam vertikalnega temperaturnega gradienta v drugih kraških kotanjah, kjer so bile povprečne izmerjene vrednosti okoli 6 stopinj Celzija na 100 metrov (Hočevvar, Martsolf, 1968). Podrobne meritve temperatur zraka so pokazale, da je temperaturni gradient v kotanjah skoraj linearna funkcija (Hočevvar, Martsolf, 1968; Petkovšek, Gams, Hočevvar, 1969).

5. POLEDENITEV TRNOVSKEGA GOZDA

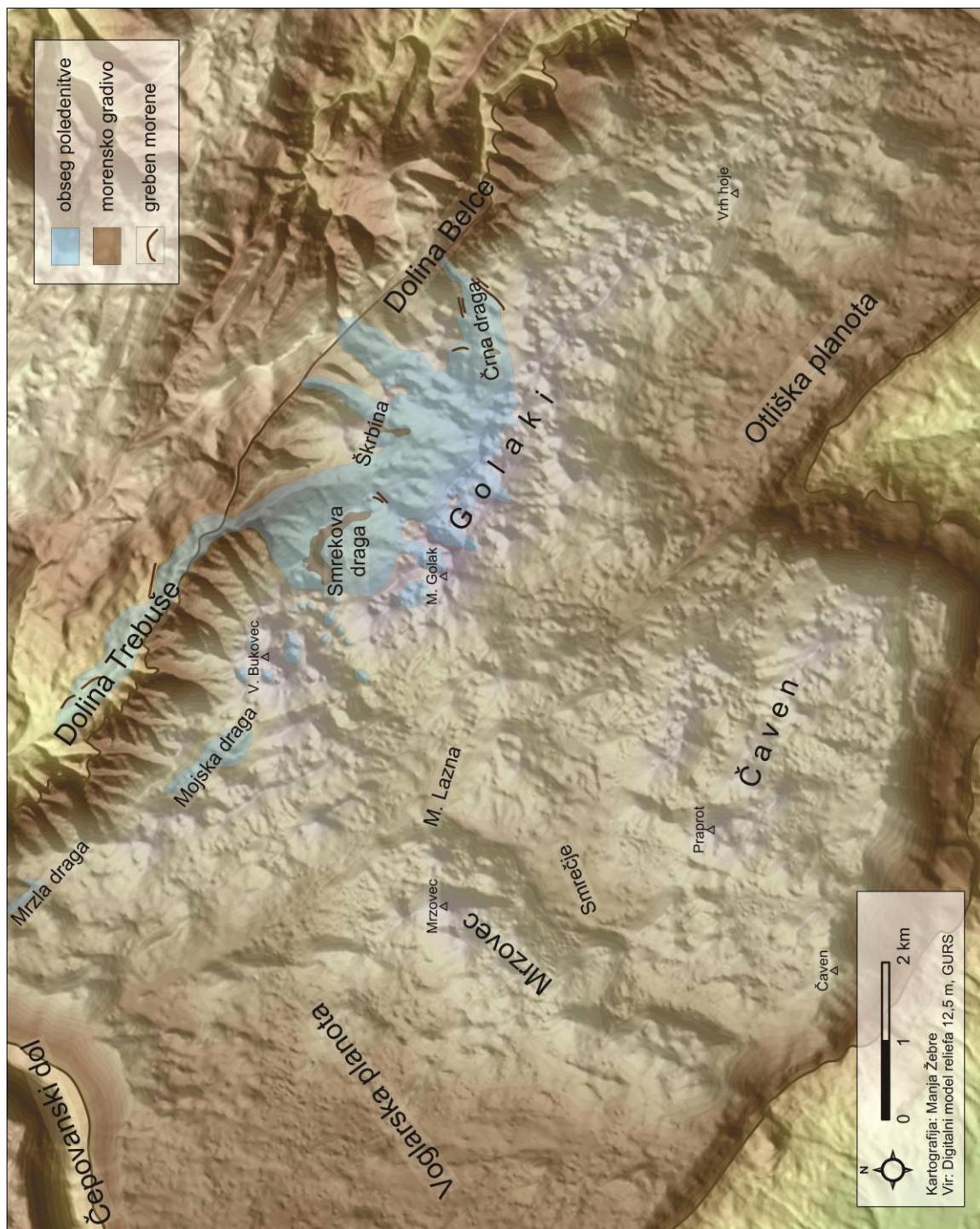
5.1. SLEDOVI POLEDENITVE

Sledove poledenitve smo določali na podlagi morfografskega kartiranja celotnega območja, za katerega literatura (Melik, 1959; Buser, 1965; Habič, 1968) predvideva, da je bilo poledenelo. Tako smo detajlno pregledali celotno območje Čavna, Mrzovca, severnih in južnih pobočij Golakov in pobočja dolin Trebuše in Belce. Zaradi litološke zgradbe, vegetacijskega pokrova in velike reliefne razgibanosti je bilo terensko delo oteženo.

Oblik, ki so značilne za preoblikovanje v erozijskem delu ledenika, kot so ledeniške grbine in lašti, v površju nismo zaznali. Razlog je najverjetneje v vegetacijskem pokrovu, litološki zgradbi in vertikalni kemični denudaciji, ki je te oblike v času od umika ledenika že delno spremenila. V severnem delu območja, kjer je bila poledenitev najobsežnejša, prevladujejo norijsko-retijski dolomiti, na katerih je debelejša plast prepereline, ki prav tako onemogoča ustrezno identifikacijo erozijskih oblik. V vršnem delu Golakov, Mrzovca in Čavna so nekateri avtorji (Melik, 1959; Habič, 1968) našli številne kotličice ali strme vrtače, ki so jih poimenovali kotličaste vrtače. Njihovo morfogenezo so povezali z delovanjem ledenikov. Pri našem terenskem delu smo te oblike našli na istih območjih, kot jih navajajo naši predhodniki, a ne moremo potrditi njihovega ledeniškega izvora. Take oblike so tudi na apnencih v nižjih predelih dinarskega krasa, kjer nikakor niso bili ledeniško oblikovani ali preoblikovani.

Prav tako je bilo problematično morfografsko kartiranje akumulacijskih ledeniških oblik. Kot že omenjeno, se večina severnega dela območja, ki je bilo poledenelo, nahaja na norijsko-retijskih dolomitih, ki so mehansko neodporni. Na njih je cela vrsta oblik, ki bi jim na podlagi morfografije lahko pripisali ledeniški izvor: talne, bočne, sredinske in čelne morene. Ampak pri pregledu profilov se ne da zagotovo ločiti ledeniških akumulacij od prepereline, saj gre v obeh primerih za drobnozrnat diamikton. Tako smo pri morfografskem kartiranju kot ledeniške identificirali le akumulacije, ki jih gradi dolomitni zdrob z delno zaobljenimi apnenčastimi klasti. Le-te so ledene mase prenašale z višjih delov Golakov, ki jih gradijo dachsteinski in jurski apnenci. Odsotnost večjih območij ledeniških akumulacij je pogojena tudi z več kot 500-metrsko strmo reliefno stopnjo nad dolinama Trebuše in Idrijce. Morebitne ledeniške akumulacije so bile v tem delu večinoma premeščene s pobočnimi procesi, erodirane ali prekrte z mlajšimi sedimenti.

Slika 16: Sledovi in obseg poledenitve na Trnovskem gozdu



Pri temeljitem terenskem pregledu Čavna, Mrzovca in južnih pobočij Golakov nismo našli nikakršnih erozijskih ali akumulacijskih ledeniških oblik. Prevladuje povsem kraško površje v jurskih apnencih. Prav tako na tem območju ni posrednih dokazov za poledenitev. Habič (1968) ugotavlja, da so na jugozahodni strani Golakov manjši žlebovi, pod pobočjem pa konte, kamor so se stekali snežni plazovi ali ledeniške vode. Med terenskim pregledom smo našli le nekaj nizov vrtač, nekakšnih vrtačastih jarkov, kont pa pod pobočjem Golakov ali na njem ni. Prav tako je ledeniška akumulacija pri Iztokovi koči jugovzhodno od Malega Golaka, ki sta jo Melik (1959) in Habič (1968) navajala kot dokaz za poledenitev prisojnega dela Golakov, le ilovnata zaplata, pomešana z apnenčastimi klasti, ki je nastala s preperevanjem lokalnih zgornjejurskih sivih apnencev z roženci. Prav tako ni kont, ki bi posredno dokazovale poledenitev na pobočjih Mrzovca in Čavna. Le na območju Požganih jam in Cingolce na severozahodnem delu Čavna so tri manjše konte, ki pa ne dokazujejo obstoja večjega ledeniškega pokrova na tem območju. Zaradi odsotnosti geomorfoloških dokazov zaključujemo, da območja Čavna, Mrzovca in južnih pobočij Golakov niso bila poledenela.

Na presečišču Avškega preloma, ob katerem je Predmejsko podolje, in Lazensko-krniškega dola leži Mala Lazna. Habič (1968) navaja, da so ilovnate in gruščnate akumulacije v dno nasule vode, ki so spirale drobir izpod ledenikov in trajnih snežišč Golakov in Mrzovca. Ob detajlnem terenskem pregledu Male Lazne in okolice smo na severnem pobočju identificirali fluviokraško površje, ki se je oblikovalo na zgornjejurskih sivih apnencih z roženci. Pobočje je prekrito z debelejšo preperelino, ki jo gradi ilovica z roženčevim gruščem in peskom. Na preperelini so številni aktivni in neaktivni erozijski jarki, ki se iztekajo v Malo Lazno. Morda so bili procesi preperevanja in spiranja intenzivnejši v hladnejših klimatskih okoljih; danes je Mala Lazna zapolnjena in uravnana z materialom z okoliških pobočij. Kljub sistematičnemu pregledu okolice Male Lazne nismo našli geomorfoloških dokazov o obstoju rečnih korit ali jarkov predledeniških tokov, ki bi potrjevali Habičevo (1968) trditev.

Na osrednjem grebenu Golakov, med Malim in Srednjim Golakom, je Melik (1959) odkril ostrorobat talnomorenski nasip brez drobnejše frakcije, ki tvori greben v pobočju konte. Te akumulacije ledeniškega materiala kljub detajlnem terenskem pregledu prav tako nismo našli. Morda je Melik zmotno interpretiral tektonsko pretrto cono z večjo količino kamnitih blokov na površju, ki prečka konto v smeri jugozahod–severovzhod, za ledeniško akumulacijo. Poleg tega večjih ledeniških akumulacij v erozijskih območjih ledenikov, kar je v času poledenitve osrednji greben Golakov tudi bil, ne poznamo. Prav tako ne poznamo ostrorobatnih ledeniških akumulacij v kamninah, kot so apnenci.

Severna pobočja Golakov imajo obsežne ledeniške akumulacije. V dnu Črne drage je pred nami že Habič (1968) odkril obsežno talno moreno. Na severnem pobočju Črne drage pod Poslušanjem je daljši nasip bočne morene na nadmorski višini okoli 1210 metrov. Dva vzporedna grebena bočnih moren na nadmorskih višinah 1190 in 1170 metrov potekata vzporedno, približno od Logarnice na Poslušanju proti vzhodu, in se zaključita nad pregibom v dolino Belce. Dva izrazita grebena prav tako potekata po jugovzhodnem pobočju Črne drage pod Ciganskim vrhom. Daljši greben se začne na nadmorski višini 1250 metrov, oba pa se zaključita tik nad ostrim pregibom v dolino Belce na nadmorski višini okoli 1140 metrov. Talne in bočne morene v Črni dragi gradi nesortirana frakcija norijsko-retijskega dolomita z večjimi zaobljenimi bloki dachsteinskega apnenca. Na podlagi pozicije bočnih moren v vzhodnem delu drage vemo, da je ledenik padal preko strmega reliefnega pregiba v povirni del doline Belce. V dolini ledeniških akumulacij nismo našli.

Planoto med Poslušanjem, Sončnim robom, Bukovim vrhom in pobočji Golakov Habič (1968) imenuje planota okoli Škrbine. Tu je našel manjše zaplate ledeniških akumulacij in nekaj sufozijskih vrtač v ledeniških akumulacijah. Pri terenskem pregledu smo prav tako našli manjše zaplate talnih moren. Večja zaplata talne morene prekriva južno pobočje Bukovega vrha do nadmorske višine 1280 metrov. Te ledeniške akumulacije gradi nesortirana drobnozrnata frakcija norijsko-retijskega dolomita z večjimi zaobljenimi bloki dachsteinskega apnenca. Na podlagi višine talne morene na pobočju Bukovega vrha vemo, da je ledeni pokrov na planoti okoli Škrbine segal vsaj do nadmorske višine 1280 metrov in odtekal v nižje predele v nižanih delih površja na sever v dolino Trebuše, na severozahod v dolino Trebuščice in na zahod preko znižanja v reliefu pri Sončnem robu na Hudo polje. Na vzhodnem delu planote, med Poslušanjem in Sončnim robom, kjer je ledenik odtekal na Hudo polje, smo našli tudi debelejšje nesortirane peščeno-gručnate akumulacije norijsko-retijskega dolomita, ki apnenčastih blokov ne vsebujejo. Ker akumulacij ne moremo ločiti od preperelne matične podlage, jih ne moremo opredeliti kot talnomorenske akumulacije.

Slika 17: Dolomitna preperelina na Hudem polju



Avtor: Blaž Kodelja

Na Hudem polju je že Habič (1968) identificiral čelnomorenske akumulacije, ki jih gradijo lokalni dolomit in apnenčasti bloki. Pojasnjuje, da so prav apnenčasti bloki dokaz, da je ledenik pritekal z območja Golakov preko strme reliefne stopnje na Hudo polje. Pri terenskem pregledu smo ugotovili, da celotno Hudo polje leži na norijsko-retijskih dolomitih, ki so tektonsko zdrobljeni, saj območje

seka Čepovanski prelom. Debelina dolomitne prepereline na Hudem polju in okoliških pobočjih je posledično velika. Oblike, ki jih je Habič (1968) opisal kot morene, gradi le nesortirana peščeno-gruščnata frakcija lokalnega dolomita. Apnenčastih blokov, kljub detajlnemu pregledu območja, nismo našli. Na podlagi moren na Bukovem vrhu na planoti okoli Škrbine posredno sklepamo, da je ledenik pritekal na Hudo polje. Sedimentov, ki bi nedvomno dokazovali obstoj ledenika na Hudem polju, pa nismo našli.

Slika 18: Talnomorenska akumulacija na Bukovem vrhu



Avtor. Blaž Kodelja

Ledeniške akumulacije v Smrekovi dragi so opisovali Melik (1959), Buser (1965) in Habič (1968). Pri terenskem pregledu smo našli obsežne ledeniške akumulacije na severnem in severozahodnem pobočju drage, za katerim je strma reliefna stopnja nad dolino Trebuše. Bočne in talne morenske akumulacije segajo v manjše konte severno od Smrekove drage. Celoten severovzhodni rob, preko katerega je ledenik odtekal v dolino Trebuše, prekriva morenski nasip; le najvišjih delov severozahodnega oboda, ki segajo nad višino 1250 metrov, ne prekriva ledeniški material. Na vzhodnem obodu Smrekove drage je daljši greben bočne morene, ki se prične na nadmorski višini okoli 1300 metrov in se zaključuje nad dolino Trebuše. Na osnovi te morene in živoskalnih vrhov v severozahodnem obodu drage poznamo debelino ledenika, ki je odtekal v dolino Trebuše. Vse ledeniške akumulacije na območju Smrekove drage gradijo klasti norijsko-retijskega dolomita in dachsteinskega apnenca.

Slika 19: Morenski material na severozahodnem robu Smrekove drage



Avtor: Manja Žebre

Habič je ugotovil, da je v Mojski dragi »zahodno od najvišjega vrha na dnu izrazit čelni nasip ...« (Habič, 1968, 139). Prav tako trdi (Habič, 1968), da je ledenik polzel preko Mojske drage v dolino Trebuše. Dokazov za obstoj kakršnekoli ledeniške akumulacije v Mojski dragi nismo našli. Dno je zapolnjeno z ilovnato, peščeno in gruščnato naplavinno, ki je preperelina norijsko-retijskega dolomita, sprana z okoliških pobočij, vendar pa ni würmska morena, kot navaja Habič (1968).

Na podlagi morfografskega kartiranja Smrekove drage in planote okoli Škrbine smo ugotovili, da so večji odtočni ledeniki obeh ledeniških platojev odtekali v povirni del doline Trebuše. Na pobočjih Trnovskega gozda zaradi velikih strmin ni ohranjenih ledeniških akumulacij. Melik (1968) sicer navaja, da je akumulacija ledenika, ki je odtekal iz Smrekove drage, ohranjena na podgorski terasi, a kljub terenskemu in kartografskemu pregledu območja niti terase niti ledeniške akumulacije nismo našli. Severna pobočja povirnega dela doline Trebuše gradijo norijsko-retijski dolomiti ter karnijski dolomiti, meljevci in peščenjaki. Dolina je v tem delu preoblikovana z erozijskimi jarki in več aktivnimi in neaktivnimi plazovi. Ob detajlnem terenskem pregledu smo našli izrazit greben bočne morene okoli 80 metrov nad dnom doline jugovzhodno od kmetije Šinkovec. Prav tako izrazit greben bočne morene poteka vzporedno z dnom doline in je dolg okoli 300 metrov. Nasip je južno od zaselka Sedejski Grič okoli 50 metrov nad dnom doline. Na podlagi izrazitega bočnomorenskega nasipa

vemo, da je imel spodnji del ledenika v dolini Trebuše značilnosti ledenika z drobirskim plaščem (Benn, Evans, 1998). Najskrajnejše ledeniške akumulacije smo našli v severnem pobočju doline le okoli 10 metrov nad sedanjim dnom in okoli 300 metrov pred sotočjem Trebuše s potokom Jelnik pri Gorenji Trebuši. Morene v dolini Trebuše gradi peščena in gručnata frakcija lokalnih kamnin karnijske in norijsko-retijske starosti; med njimi so tudi večji delno zaobljeni bloki dachsteinskega apnenca.

Slika 20: Greben morene v dolini Trebuše



Avtor: Blaž Kodelja

V kontah in dragah smo sledove poledenitve našli le na območjih, na katerih je led odtekal preko njihovega oboda in odlagal morensko gradivo. Tako se obsežne ledeniške akumulacije nahajajo v Črni in Smrekovi dragi. Prav tako najdemo ledeniški material v nekaterih kontah severno od Smrekove drage. V preostalih velikih kotanjah sledov ledeniške erozije ali akumulacije nismo našli.

5.2. TOPOGRAFIJA LEDENIKOV

Na osnovi podatkov podrobne morfografske in morfometrične terenske analize, ki so bili uporabljeni pri numeričnem modeliranju vzdolžnega profila ledeniškega površja (Benn, Hulton, 2010), smo rekonstruirali topografijo pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu.

Površina pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu je bila okoli 8 km². Iz te vrednosti so izvzete vse konte, za katere predvidevamo, da so bile zapolnjene z ledom. Prav tako v to vrednost ni všteta površina tistih odtočnih ledenikov, kjer nimamo neposrednih dokazov, na podlagi katerih bi lahko ugotovili, na kateri nadmorski višini se je ledeniški jezik zaključil.

Osrednji greben Golakov je v času poledenitve predstavljal erozijsko območje ledenikov. Konte na grebenu so bile v višku poledenitve do roba zapolnjene z ledom; debelina ledu je znašala do 100 metrov. Večina ledu iz kont je po severnih pobočjih Golakov odtekala v Črno drago, na planoto okoli

Škrbine in v Smrekovo drago. Iz kont med Velikim in Srednjim Golakom ter Srednjim in Malim Golakom se je del ledu dreniral tudi proti jugu, na kar nakazujejo nadmorske višine njihovih obodov. Ker na južnih pobočjih nismo našli nikakršnih geomorfoloških dokazov, so bile količine ledu najverjetneje zanemarljive.

Slika 21: Morenski material v Smrekovi dragi



Avtor: Blaž Kodelja

Planotasto površje pod severnimi pobočji Golakov so prekrivali trije ledeni pokrovi s skupno površino 4,8 km². Na območje Črne drage je pritekal led iz dveh kont v okolici Kurjega brda in s planote okoli Škrbine, kjer je bil povezan z ledenim pokrovom na zahodu. Debelina ledu v Črni dragi je dosegala 90 metrov, led pa je odtekal preko strme reliefne stopnje v dolino Belce. Debelina ledu na pregibu je znašala 40 metrov, širina pa 260 metrov; odtočni ledenik je najverjetneje padal preko strmega pobočja v obliki ledeniškega plazua ali serakov.

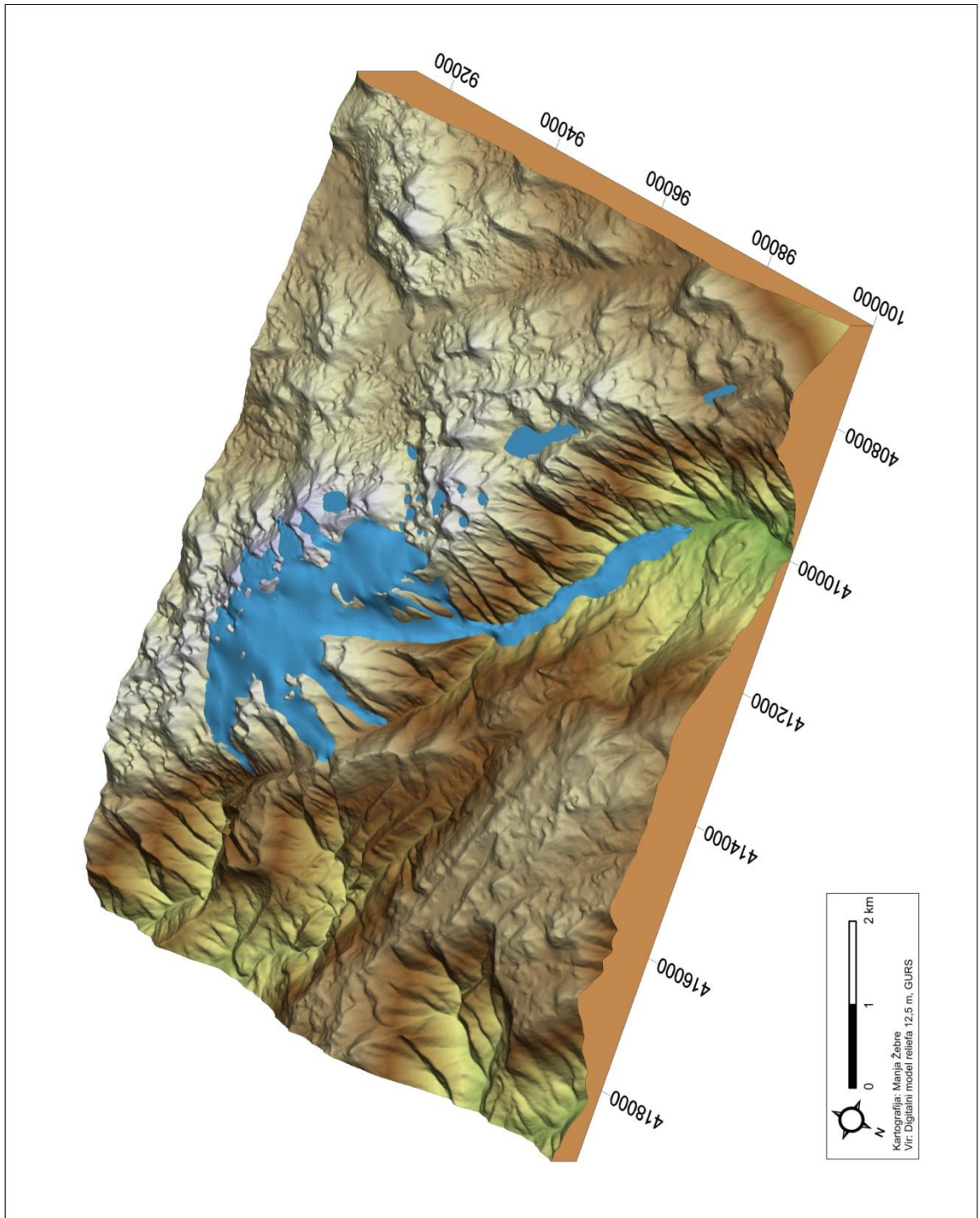
Slika 22: Bočna morena v Črni dragi



Avtor: Blaž Kodelja

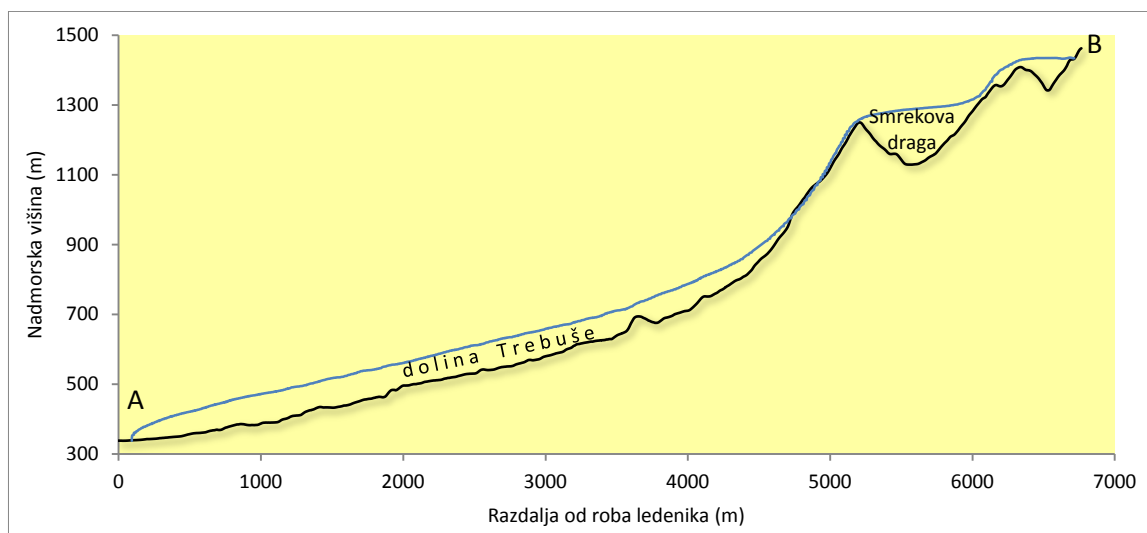
Z najvišjega predela Golakov se je led spuščal na planoto okoli Škrbine, kjer je bil največji ledeni pokrov na območju Trnovskega gozda. Njegova debelina je bila do 140 metrov. Odtočni ledeniki so ledeni pokrov drenirali v treh različnih smereh. Proti Hudemu polju je odtekal 30 metrov debel in 460 metrov širok, v dolino Trebuščice pa 50 metrov debel in 330 metrov širok ledenik. Največji odtočni ledenik je odtekal proti severozahodu v dolino Trebuše in je bil okoli 30 metrov debel ter več kot 400 metrov širok.

Slika 23: Rekonstrukcija pleistocenske poledenitve Trnovskega gozda



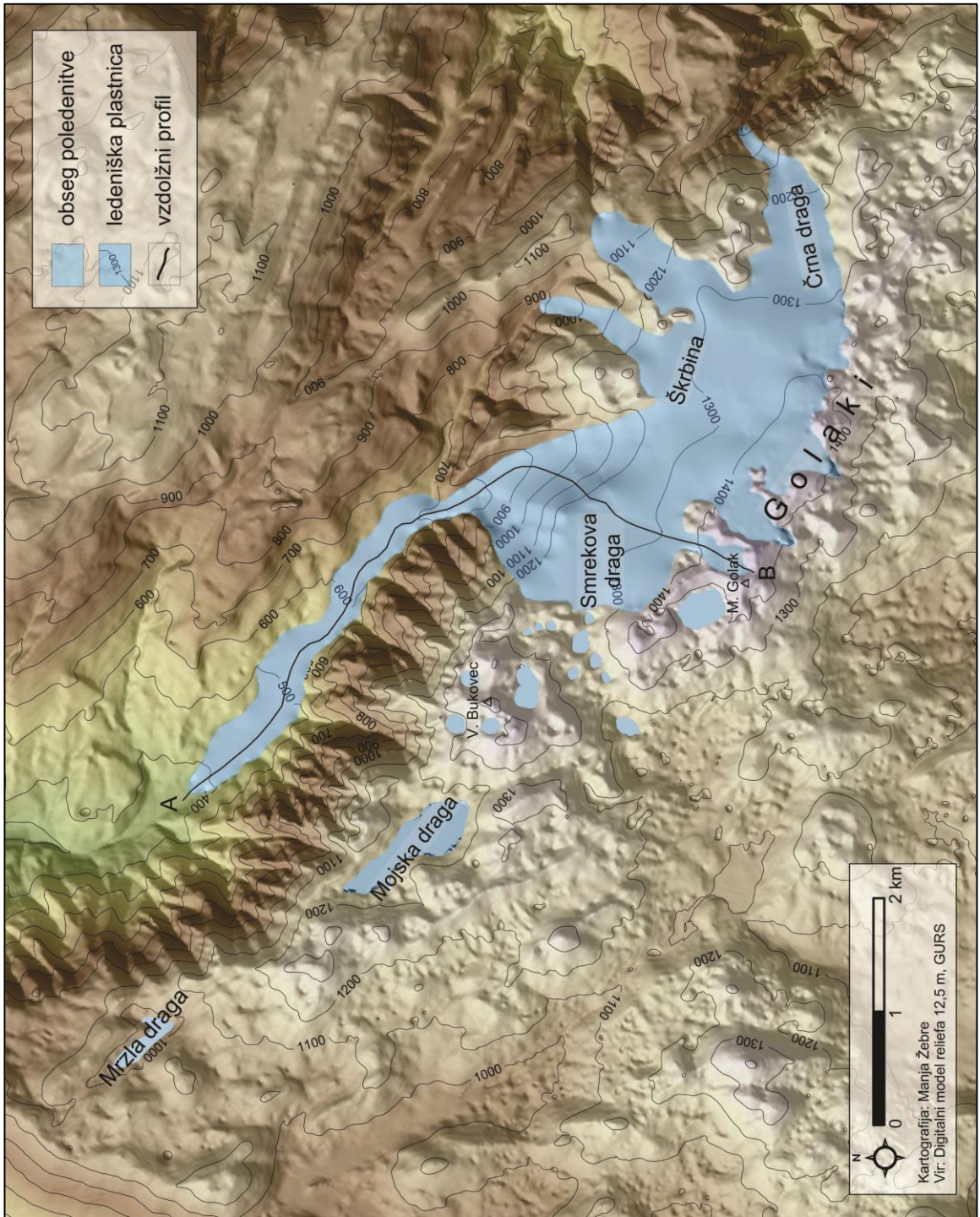
Izpod skrajnega severnega dela grebena Golakov je led odtekal v Smrekovo drago. Debelina ledenega pokrova nad osrednjim delom drage je bila 180 metrov. Ledenik je na več mestih odtekal preko severozahodnega oboda v dolino Trebuše, kjer se je združil z odtočnim ledenikom, ki je padal s planote okoli Škrbine. Združeni odtočni ledenik je odtekal po dolini Trebuše skoraj 4 kilometre in se zaključil na nadmorski višini okoli 350 metrov. Na podlagi modela je izračunana debelina ledenika do 80 metrov, ampak so erozijski procesi po poledenitvi dolino preoblikovali, tako da točnih podatkov o debelini ledenika nimamo.

Slika 24: Profil ledenika

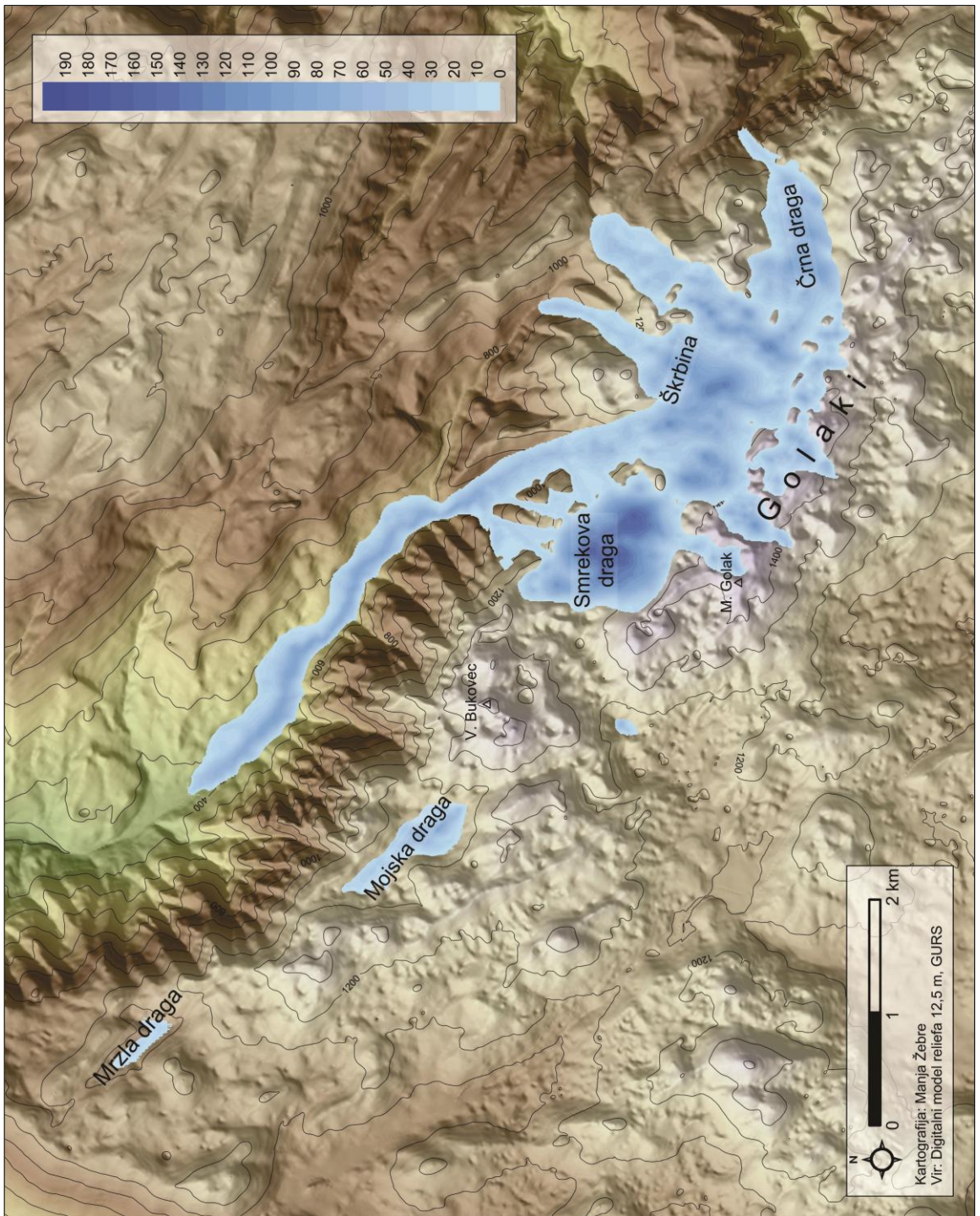


Na podlagi temperaturnih meritev v kraških kotanjah (Hribar, 1960; Hočvar, Martsof, 1968; Petkovšek, Gams, Hočvar; 1969; Ogrin, Ogrin, 2005) lahko sklepamo, da je vertikalni temperaturni gradient linearen in ima vrednosti okoli 6 stopinj Celzija na 100 metrov. Ker se vse konte in drage na Trnovskem gozdu nahajajo nad višino ravnovesne meje ledenikov ali v njihovi bližini, lahko zaključimo, da jih je v višku zadnje poledenitve zapolnjeval led. Konte nad ravnovesno mejo so bile v celoti zapolnjene z ledom, konte pod ravnovesno mejo pa so bile zapolnjene z ledom nekaj metrov pod najnižjo točko oboda, saj je vertikalni temperaturni gradient v kotanjah okoli desetkrat višji od okoliškega temperaturnega gradienta.

Slika 25: Rekonstrukcija topografije poledenitve Trnovskega gozda



Slika 26: Rekonstrukcija debeline poledenitve Trnovskega gozda



5.3. RAVNOVESNA MEJA LEDENIKOV

Pleistocensko ravnovesno mejo na Trnovskem gozdu smo izračunali na podlagi metod deleža akumulacijskega dela ledenika (Porter, 2000) in zgornje meje bočnih moren (Meierding, 1982). Ravnovesno mejo smo rekonstruirali le na območjih, za katera smo imeli dovolj morfometričnih podatkov za aplikacijo posamezne metode.

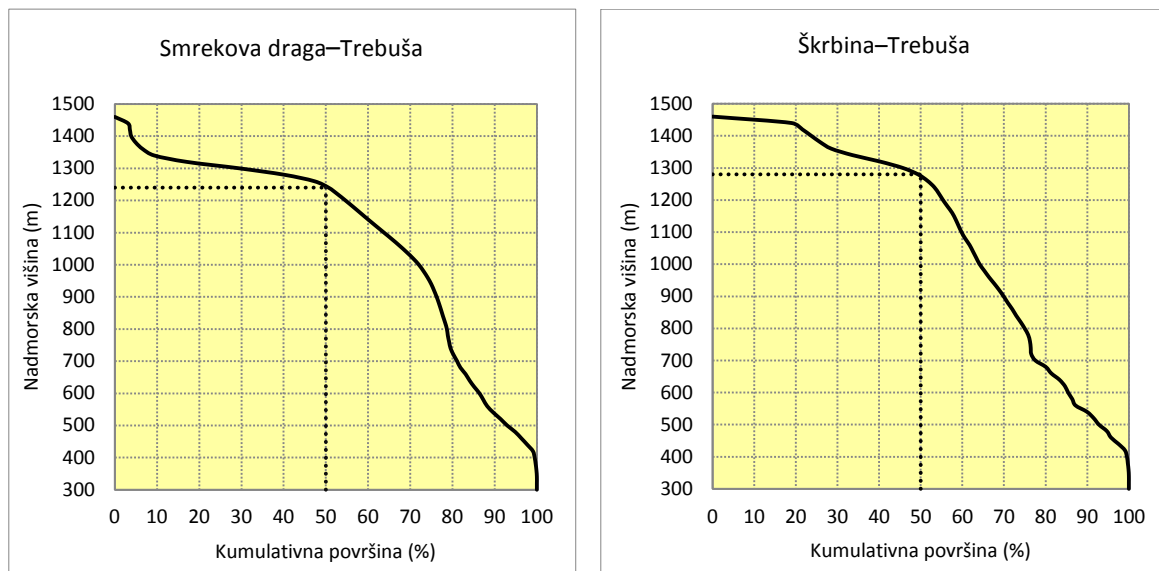
Pogoj za izračun ravnovesne meje po metodi deleža akumulacijskega dela ledenika je predhodna izdelava rekonstrukcije topografije ledeniškega površja (Porter, 2000). V primeru kompleksnega tipa poledenitve je za rekonstrukcijo ravnovesne meje ledeniške površje potrebno razdeliti na več delov. Kjer se več ledenikov združi v enoten ledenik, ali obratno, je masna bilanca posameznega dela ledenika različna, zato za rekonstrukcijo ravnovesne meje obravnavamo dele ledenika ločeno (Hughes, 2004).

Na Trnovskem gozdu smo metodo deleža akumulacijskega dela ledenika uporabili le na odtočnem ledeniku, ki je padal v dolino Trebuše; zanj vemo, na kateri nadmorski višini se je zaključil in koliko je znašala njegova celotna površina. Akumulacijsko območje ledenika se je nahajalo na planoti okoli Škrbine in v Smrekovi dragi. Ledeni pokrov na planoti okoli Škrbine je odtekal v dolino Trebuše, Trebuščice, na Hudo polje in v Črno drago. Njegovo površino smo na podlagi topografije ledeniškega površja razdelili na zaledja odtočnih ledenikov, saj je smer toka ledenika odvisna od gradienta ledeniškega površja. Nato smo za del ledenika, ki odteka v dolino Trebuše, izračunali njegovo površino.

Ker ledenik v dolino Trebuše priteka iz dveh ločenih ledenih pokrovov, je potrebno pri izračunih vsak del obravnavati kot samostojni ledenik. Skupni del ledenika, od sotočja do čela, je potrebno razdeliti na dva dela na podlagi razmerja med površino platoja posameznega dela, ki ga napaja. Na podlagi razmerja med površino platoja v Smrekovi dragi in površino platoja na planoti okoli Škrbine smo izračunali delež površine skupnega dela ledenika, ki smo ga uporabili pri nadaljnjih izračunih.

Za izračun pleistocenske ravnovesne meje z metodo deleža akumulacijskega dela ledenika (Porter, 2000) smo uporabili vrednost 50 odstotkov, ki predstavlja približno srednjo vrednost med odtočnimi ledeniki (Ignéczi, Nagy, 2012) in ledeniki z drobirskim plaščem (Kulkarni, 1992). Drobirski plašč ščiti ledenik pred direktno sončno radiacijo, kar vpliva na masno bilanco. Na osnovi 50-odstotnega deleža smo izračunali, da se je ravnovesna meja na ledeniku, ki je imel akumulacijsko območje v Smrekovi dragi, nahajala na nadmorski višini 1240 metrov. Ledenik, ki je imel akumulacijsko območje na planoti okoli Škrbine, pa je imel ravnovesno mejo na nadmorski višini 1280 metrov.

Slika 27: Kumulativni krivulji površine višinskih pasov dveh odtočnih ledenikov



Ravnovesna meja po metodi zgornje meje bočnih moren je bila izračunana le za ledenik v Črni dragi, kjer se nahajajo izrazite akumulacije bočnih moren. Povsod drugje na Trnovskem gozdu se zaradi prestrmega reliefa morenski material v obliki bočnih moren ni akumuliral ali pa so ga odstranili pobočni procesi. Ravnovesna meja, izračunana glede na povprečje najvišjih bočnih moren na nasprotnih pobočjih Črne drage, znaša 1220 metrov. Na osnovi metod deleža akumulacijskega dela ledenika ter zgornje meje bočnih moren smo ugotovili, da se je pleistocenska ravnovesna meja na Trnovskem gozdu v povprečju nahajala na nadmorski višini 1240 metrov.

Na severni polobli se ravnovesna meja najnižje spusti na severovzhodnih ekspozicijah, kjer je količina sončnega obsevanja najmanjša, zaradi prevladujočih jugozahodnih vetrov ob padavinah pa se na teh območjih zadrži največ snežnih padavin (Benn, Evans, 1998), zato rekonstruirana ravnovesna meja predstavlja najnižjo ravnovesno mejo na Trnovskem gozdu.

Razlika v nadmorski višini med bližnjimi ledeniki s severno in južno ekspozicijo navadno znaša od 70 do 320 metrov (Evans, Cox, 2005). Razlike v ravnovesni meji med severnimi in južnimi ekspozicijami so največje na srednjih geografskih, visokih nadmorskih višinah in strmih ter površinsko majhnih ledenikih (Evans, 2006). Glede na ravnovesne meje severno ekspozicioniranih ledenikov na Trnovskem gozdu (1240 m) bi se ravnovesna meja na prisojnih pobočjih Golakov morala nahajati nekje na intervalu od 1310 do 1560 metrov. Predvidevamo, da je bila ravnovesna meja na južnih pobočjih Golakov višja od 1400 metrov, saj nad to višino ni zaledja, na katerem bi se led lahko akumuliral.

Zaradi temperaturne inverzije se je v kontah in dragah pod njihovim najnižjim delom oboda oblikovala nekakšna inverzna snežna meja. Zaradi inverzije je led zapolnjeval drage in konte tudi, če so ležale nižje od ravnovesne meje ledenikov oziroma snežne meje. Če poznamo vertikalni

temperaturni gradient v kotanjah in v okolici ter višino pleistocenske ravnovesne meje, lahko za te kotanje izračunamo povprečno višino, do katere so bile zapolnjene z ledom.

Na podlagi povprečnega vertikalnega temperaturnega gradienta v kraških kotanjah (Hočevnar, Martsolf, 1968) lahko zaključimo, da je največjo kotanjo, Mojsko drago, zapolnjeval led do nadmorske višine 1150 metrov, kar je 10 metrov pod najnižjim delom oboda. Višina ledene zapolnitve v Mrzli dragi pa je bila na 975 metrih, kar je okoli 25 metrov pod najnižjim delom oboda.

5.4. PALEOKLIMATSKE ZNAČILNOSTI

Za modeliranje pleistocenskih klimatskih značilnosti na Trnovskem gozdu smo uporabili model stopinjskih dni (Brugger, 2006; Hughes, 2008). Paleoklimatske značilnosti smo rekonstruirali na podlagi današnjih temperaturnih podatkov z meteorološke postaje Vojsko (1067 m) in podatkov o količini padavin s padavinske meteorološke postaje Mrzla Rupa (930 metrov).

Modeliranje je potekalo pri 5 do 10 stopinj Celzija nižjih srednjih letnih temperaturah od današnjih, na enostopinjskem intervalu ter dveh vrednostih letne temperaturne amplitude; uporabili smo današnjo in za 50 odstotkov višjo letno temperaturno amplitudo. Pri višjih letnih temperaturnih amplitudah je količina taljenja snega večja zaradi višjih poletnih temperatur. Pri modeliranju z modelom stopinjskih dni se to odraža v napovedih zelo velikih količin akumulacije snega in padavin. Zaradi nižje gladine morja v pleistocenu je bila klima najverjetneje bolj celinska od današnje, in posledično je bila letna temperaturna amplituda višja. To pomeni, da rezultati modeliranja na podlagi današnje letne temperaturne amplitude predstavljajo minimalne ocene.

Preglednica 1: Temperature zraka za Vojsko in količina padavin za Mrzlo Rupo (obdobje 1961–1990)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	LETO
Povp. tempera tura (°C)	-2,8	-1,9	1,1	5,0	9,8	13,1	15,3	14,7	11,7	7,3	2,1	-1,4	6,2
Višina padavin (mm)	231	196	218	248	222	227	180	184	230	262	342	255	2795

Vir: ARSO, 2012; Klimatski podatki za padavinsko postajo Mrzla Rupa

Za območje Slovenije je bilo na podlagi geotermalnih podatkov iz vrtin ugotovljeno, da je bila temperatura v višku zadnje poledenitve za 7 stopinj Celzija nižja od današnje (Šafanda, Rajver, 2001). Na osnovi modeliranja stopinjskih dni smo ugotovili, da je bila pri 7-stopinjskem padcu temperature in današnji letni temperaturni amplitudi količina akumulacije snega na nadmorski višini pleistocenske ravnovesne meje 2977 milimetrov. Izračunana vrednost hkrati predstavlja tudi količino zimskih padavin, če predpostavljamo, da je količina ledeniške akumulacije rezultat direktnih snežnih padavin. Ob predpostavki, da je bila letna razporeditev padavin v pleistocenu enaka današnji, je letna količina

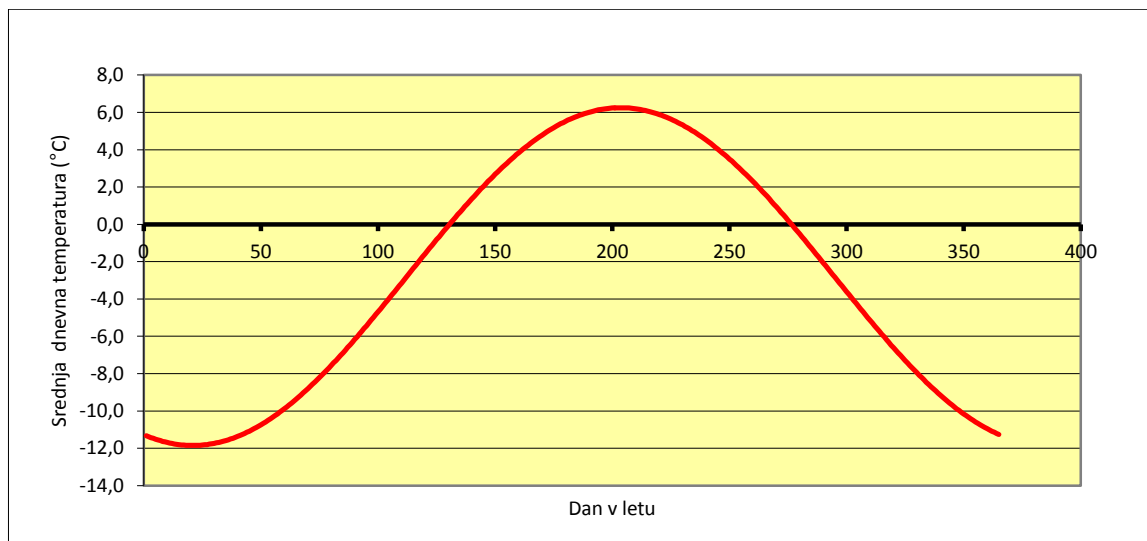
padavin na Trnovskem gozdu pri 7 stopinj nižjih temperaturah znašala 4880 mm, kar je skoraj 40 odstotkov več od današnjih.

Preglednica 2: Rezultati modela stopinjskih dni

Padec temperature (°C)	Srednja letna temperatura na ravnovesni meji	Letna količina taljenja/akumulacije snega (mm) Ay = 9,05	Letna količina taljenja/akumulacije snega (mm) 150 % Ay = 13,58	Letna količina padavin
5	0,2	4355	6461	8217
6	-0,8	3640	5741	6386
7	-1,8	2977	5055	4880
8	-2,8	2366	4404	3531
9	-3,8	1809	3788	2584
10	-4,8	1309	3207	1769

Na podlagi današnje letne temperaturne amplitude in za 8 stopinj nižje srednje letne temperature bi letna količina padavin na nadmorski višini pleistocenske ravnovesne meje znašala 3531 milimetrov. V primerjavi z današnjo ocenjeno minimalno letno količino padavin, ki jo prejmejo najvišji predeli Golakov, je izračunana vrednost za okoli 10 odstotkov višja. Modeliranje s 50 odstotkov višjo letno temperaturno amplitudo pri istem padcu srednje letne temperature prikaže izjemno visoke vrednosti zimske količine padavin, ki presegajo današnjo letno količino padavin.

Slika 28: Sinusoida prikazuje srednje dnevne temperature zraka za obdobje 365 dni pri povprečni letni temperaturi -2,8 stopinj Celzija in današnji letni temperaturni amplitudi. Vrednosti nad odebeljeno vodoravno črto prikazujejo pozitivne srednje dnevne temperature zraka, ko je po modelu stopinjskih dni predpostavljeno taljenja snega



6. ZAKLJUČEK

Glavni namen raziskave Trnovskega gozda je bila reinterpetacija dosedanjih ugotovitev obsega poledenitve ter paleoklimatska rekonstrukcija območja. Metodologija raziskave je temeljila na klasični morfografski, morfostrukturni in morfometrični analizi. Rekonstrukcijo topografije poledenitve smo izdelali s pomočjo numeričnega modeliranja rekonstrukcije vzdolžnega profila ledeniškega površja. Izračun ravnovesne meje ledenikov je temeljil na metodi deleža akumulacijskega dela ledenika in na metodi zgornje meje bočnih moren. Paleoklimatske značilnosti smo rekonstruirali z modelom stopinjskih dni. Morfokronološke analize poledenitve zaradi odsotnosti materiala za datacije in finančnih sredstev nismo opravili. Ker diamiktov na proučevanem območju nismo našli, zaključujemo, da so obseg in rekonstrukcije, ki so temeljile na prostorski razporeditvi diamiktonov, izdelane za višek zadnje poledenitve v MIS 2.

Raziskava sledov pleistocenske poledenitve Trnovskega gozda je obsegala najvišje predele Trnovskega gozda, predvsem območje Golakov, Mrzovca in Čavna in vseh njihovih pobočij. V raziskavo so bila vključena tudi vsa območja, za katera literatura navaja posredno ali neposredno ledeniško preoblikovanje.

Z morfografsko analizo ledeniških erozijskih in akumulacijskih oblik so bili ugotovljeni sledovi poledenitve na območju Črne drage, planote okoli Škrbine, Smrekove drage, Hudega polja in v dolini Trebuše. Drugje kljub navedbam predhodne literature neposrednih ali posrednih sledov poledenitve nismo našli.

Na osnovi terenskih morfografskih in morfometričnih podatkov o ledeniških akumulacijah smo numerično modelirali teoretični vzdolžni profil ledeniškega površja, na osnovi katerega smo izdelali topografijo poledenitve na proučevanem območju. Pleistocenska poledenitev Trnovskega gozda je obsegala vsaj 8 km². Površina ledenega pokrova je bila okoli 4,8 km², njegova največja debelina pa je na območju Smrekove drage znašala okoli 180 metrov. Odtočni ledeniki so preko strme reliefne stopnje padali v obliki serakov ali ledeniških plazov. Najnižje segajoč odtočni ledenik je padal s planote okoli Škrbine in Smrekove drage v dolino Trebuše, kjer se je po skoraj štirih kilometrih zaključil na nadmorski višini okoli 350 metrov.

Na podlagi terenske dokumentacije in rekonstrukcije topografije poledenitve smo ugotovili, da je bil obseg pleistocenske poledenitve znatno manjši, kot ga navaja dosedanja literatura. Območja Mrzovca, Čavna in južnih pobočij Golakov niso bila poledenela. Naša raziskava je pokazala bistvena odstopanja v obsegu poledenitve med osojnimi in prisojnimi pobočji. Tako je bil na severnih pobočjih in v podnožju Golakov obsežen ledeni pokrov, ki je prekrival planotasto površje ter Smrekovo in Črno drago. V več odtočnih ledenikih je padal preko strme reliefne stopnje v dolino Belce, na Hudo polje in v dolino Trebuše.

Pleistocensko ravnovesno mejo na Trnovskem gozdu smo rekonstruirali na podlagi dveh metod. Po metodi deleža akumulacijskega dela ledenika smo izračunali, da se je ravnovesna meja nahajala na nadmorski višini 1260 metrov. Pri tem smo na osnovi empiričnih raziskav na današnjih ledenikih ter geometrije ledenikov na Trnovskem gozdu predpostavili, da je delež akumulacijskega dela znašal 50 odstotkov celotne površine ledenika. Po metodi zgornje meje bočnih moren pa je bila ravnovesna

meja na nadmorski višini 1220 metrov. Do podobnih ugotovitev je pred več kot pol stoletja prišel že Melik (1959); na podlagi Höferjeve metode je ravnovesno mejo določil na nadmorski višini 1300 metrov.

Odsotnost ledeniških oblik na prisojnih pobočjih Golakov nakazuje, da je bila pleistocenska poledenitev na Trnovskem gozdu prostorsko izjemno asimetrična; razlog za to je topografija površja in posledično mikroklimatske značilnosti. Trnovski gozd se strmo dviga nad Vipavsko dolino in je z dinarsko slemenitvijo postavljen pravokotno na smer vlažnih zračnih mas s Sredozemlja. Njegova lega in nadmorska višina pomembno vplivata na razlike v količini padavin med privetno in zavetno stranjo. Tako največjo količino padavin na Trnovskem gozdu prejmejo zavetna in osojna pobočja Golakov. Osojne lege prejmejo 15 odstotkov več padavin v primerjavi s prisojnimi legami (Peternel, 2007). Zaradi manjše intenzitete Sončeve radiacije pa so povprečne letne temperature na osojnih pobočjih nižje kot v okolici. Razlika v nadmorski višini med ledeniki na pobočjih s severno in južno ekspozicijo lahko teoretično znaša od 70 do 320 metrov (Evans, Cox, 2005). Na prisojni strani Golakov se je morala ravnovesna meja nahajati vsaj na nadmorski višini okoli 1400 metrov, torej je bila razlika med prisojnimi in osojnimi pobočji 150 metrov ali več.

Rezultati modeliranja paleoklimatskih značilnosti z modelom stopinjskih dni so pokazali, da so bile pleistocenske temperature na Trnovskem gozdu za 8 stopinj nižje od današnjih, če predpostavljamo, da je bila letna razporeditev in količina padavin na višini pleistocenske ravnovesne meje podobna današnji. Pri tem padcu temperature je bilo na osnovi našega modeliranja ugotovljeno, da je bila letna količina padavin na višini ravnovesne meje 3531 milimetrov, kar je za okoli 10 odstotkov višje od današnjih. Za območje Slovenije je bilo na podlagi geotermalnih podatkov iz vrtin ugotovljeno, da je bila temperatura v višku zadnje poledenitve nižja za 7 stopinj Celzija. Pri tem padcu temperature je bilo na osnovi našega modeliranja ugotovljeno, da je bila letna količina padavin na višini ravnovesne meje 4880 milimetrov, kar je za skoraj 40 odstotkov več od današnjih. Te vrednosti so v nasprotju z dosedanjimi ugotovitvami o klimatskih značilnostih na območju Alp v višku zadnje poledenitve, ko naj bi bila količina padavin občutno zmanjšana (Ehlers, 1996; Huissteden in sod., 2003). Manjša količina padavin pa ni skladna s teorijo o kroženju zračnih mas na severni polobli v času temperaturnega minimuma. Klima v zmernem pasu, kamor sodi tudi Slovenija, naj bi bila takrat vlažnejša od današnje zaradi spremembe v kroženju zračnih mas in razporeditvi klimatskih pasov (Reading, Levell, 1996). Do enakih ugotovitev so pripeljale raziskave pleistocenskih ravnovesnih mej ledenikov v Sredozemlju (Kuhlmann in sod., 2009). V obdobju viška zadnje poledenitve se je polarna fronta v povprečju nahajala južneje kot danes in posledično je bila zimska cirkulacija atmosfere, ki je povzročala vdor polarnega vetrovnega stržena iz vzhodnega Atlantskega oceana v zahodno Sredozemlje in dalje proti jugovzhodu, bolj pogosta od današnje. Nad relativno toplim morjem v osrednjem in vzhodnem Sredozemlju so se puščavske zračne gmote mešale s polarnimi zračnimi gmotami, se navzele vlage in se premikale dalje proti severu. To je glavni razlog za izdatne padavine v hladnejših obdobjih pleistocena na gorovjih ob vzhodni Jadranski obali (Kuhlmann in sod., 2009).

Od zadnjih raziskav poledenitve na območju Trnovskega gozda je minilo skoraj pol stoletja. V tem obdobju se je razumevanje prostorske in časovne komponente pleistocenske poledenitve spremenilo. Prav tako so se spremenili teoretični in metodološki pristopi proučevanja sledov poledenitve. V naši raziskavi pa smo za rekonstrukcijo pleistocenske poledenitve poleg morfološke in morfometrične analize uporabili tudi numerične metode, ki temeljijo na osnovi empiričnih proučevanj na današnjih ledenikih. Tako smo z aplikacijo sodobnih pristopov proučevanja

poledenitve reinterpreterali dosedanje raziskave pleistocenske poledenitve na Trnovskem gozdu in jih postavili v okvir današnjega razumevanje pleistocenske poledenitve.

7. SUMMARY

Glaciation of Trnovski gozd

The main purpose of the research of Trnovski gozd was reinterpretation of previous results about the extent of glaciation and about the paleoclimatic properties of the area. The methodology of the research was based on the classic morphographic, morphostructural and morphometric analysis. Glacial topography was reconstructed by numerical modelling of the glacier longitudinal profile. Equilibrium line altitude was estimated by applying the accumulation-area ratio method and the maximum elevation of lateral moraines method. Paleoclimatic characteristics were reconstructed with a simple degree-day model. Morphochronologic analyses of glaciation were not carried out due to the absence of appropriate dating material and financial difficulties. Since diamictites in the study area were not found we assume that the glaciation of Trnovski gozd took place in the Last Glacial Maximum of marine isotope stage 2.

The study of Pleistocene glaciation of Trnovski gozd massif took place in the highest parts of mountains Golaki, Mrzovec, Čaven and on their slopes. The examined area also included all mentioned areas in previous literature being under direct or indirect glacial transformation.

The geomorphological evidence of glaciation with morphographic analysis of glacial erosion and accumulation landforms were found in the area of Črna draga, plateau around Škrbina, Smrekova draga, Hudo polje and in the Trebuša valley. Despite the predictions in previous literature, direct or indirect traces of glaciation were not found elsewhere.

The reconstruction of the glacial topography in the studied area was based on field morphographic and morphometric data of glacial accumulations and numerical modelling of the theoretical glacier longitudinal profile. In the Pleistocene the glaciers on Trnovski gozd covered an area of at least 8 km². The surface of the ice field was approximately 4.8 km² and its maximum thickness in the Smrekova draga was around 180 meters.

On the basis of field evidence and the reconstruction of glacial topography, we concluded that the extent of Pleistocene glaciation of Trnovski gozd was significantly smaller than described in previous literature. Areas of Mrzovec, Čaven and southern slopes of Golaki were not glaciated. Our study revealed significant discrepancies in the extent of glaciation between north and south facing slopes. Small ice field covered northern slopes and plateau at the northern foot of Golaki. Several outlet glaciers drained the ice field over steep escarpment towards the valleys of Trebuša, Belca and on Hudo Polje.

The Pleistocene equilibrium line altitude was calculated by using two methods. According to the accumulation-area ratio method the equilibrium line altitude was 1,220 meters. On the basis of empirical research on today's glaciers and glacier hypsometry we assumed that the accumulation area covered 50 percent of the total glacier area. The equilibrium line altitude was 1,260 meters, by applying the maximum elevation of lateral moraines method. More than half a century ago, Melik (1959) drew similar conclusions; with the Höfer method he determined equilibrium line altitude to be at 1,300 meters.

The absence of glacial forms on the southern slopes of Golaki shows severe asymmetry of the Pleistocene glaciation of Trnovski gozd. Reason for asymmetry is the topography of the surface and microclimatic properties. Trnovski gozd stands steeply above the Vipava valley with northwest–southeast orientation which is perpendicular to the direction of moist air masses from the Mediterranean. Orientation and altitude significantly affect the difference in precipitation between the windward and leeward side. The highest amounts of annual precipitation receive leeward slopes of Golaki. Those slopes have lower average annual temperatures than surrounding areas due to lower intensity of solar radiation on the shady slopes. The difference in equilibrium line altitude between north and south facing slopes can theoretically range from 70 to 320 meters. Due to the absence of glaciers on the southern slopes of Golaki we assume that the difference in equilibrium line altitude during the Last Glacial Maximum was at least 150 meters. South facing slopes must have had equilibrium line altitude at 1,400 meters or higher.

The results of paleoclimatic modelling with simple degree-day model revealed that the Pleistocene temperatures on the Trnovski gozd were 8 degrees lower than today, assuming that the annual distribution of precipitation at the elevation of Pleistocene equilibrium line was similar to present line. Under these conditions precipitation at the equilibrium line altitude was about 3,531 mm which is 10 percent higher than today.

Almost half a century has elapsed since the last studies of glaciation in the area of Trnovski gozd. The understanding of spatial and temporal variations of Pleistocene glaciation changed during this period due to contemporary theoretical and methodological approaches of the glaciology. In our research of the Pleistocene glaciation of Trnovski gozd area, in addition to morphographic and morphometric analysis, we introduced various numerical modelling based on empirical studies of the present glaciers. With the application of modern approaches to studying glaciers we reinterpreted previous research of Pleistocene glaciation of the Trnovski gozd area and put them in the context of today's understanding of glaciation.

8. VIRI IN LITERATURA

1. Andrews, J. T., 1975. *Glacial systems: an approach to glaciers and their environments*. North Scituate, Duxbury Press, 191 str.
2. Agencija Republike Slovenije za okolje. Povzetki podnebnih analiz. Klimatski podatki za 30-letno obdobje. Klimatski podatki - Vojsko. URL: <http://www.arso.gov.si/vreme/napovedi%20in%20podatki/vojsko.htm> (Citirano 30. 11. 2012).
3. Beck, G., 1906. Die Umkehrung der Pflanzenregion in den Dolinen des Karstes. Wien, Sitzungsberichte der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Classe der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, 115, 1, str. 3–19.
4. Benn, D. I., Evans, D. J. A., 1998. *Glaciers and glaciation*. London, Arnold, 734 str.
5. Benn, D. I., Hulton, N. R. J., 2010. An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences*, 36, 5, str. 605–610.
6. Benn, D. I., Lehmkuhl, F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65–66, str. 15–29.
7. Braithwaite, R. J., 2008. Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. *Journal of Glaciology*, 54, 186, str. 437–444.
8. Brugger, K. A., 2006. Late Pleistocene climate inferred from the reconstruction of the Taylor River glacier complex, southern Sawatch Range, Colorado. *Geomorphology*, 75, 3/4, str. 318–329.
9. Buser, S., 1965. Geološke razmere v Trnovskem gozdu. *Geografski vestnik*, 37, str. 123–135.
10. Buser, S., 1973. Tolmač lista Gorica. Osnovna geološka karta 1 : 100000. Zvezni geološki zavod, Beograd, 50 str.
11. Buser, S., 1986. Tolmač listov Tolmin in Udine (Videm). Osnovna geološka karta 1 : 100000. Zvezni geološki zavod, Beograd, 103 str.
12. Cuffey, K. M., Paterson, W. S. B., 2010. *The physics of glaciers*. 4th ed. Oxford, Elsevier, 693 str.
13. Čadež, N., 1961. Določanje razvodnic na krasu. *Geologija*, 7, str. 193–196.
14. Čar, J., Gospodarič, R., 1989. Geološka zgradba in nekatere hidrološke značilnosti bruhalnika Lijaka. *Acta carsologica*, 17, str. 13–32.
15. Čalić, J., 2009. Uvala-contribution to the study of karst depressions (with selected examples from Dinarides and Carpatho-Balkanides). Diploma thesis. Nova Gorica, University of Nova Gorica, Graduate School, 213 str.
16. Diener, C., 1903. *Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes*. Wien, Tempsky, 327 str.
17. Digitalni model reliefa 12,5 m. Geodetska uprava Republike Slovenije, Ljubljana.
18. Ehlers, J., 1996. *Quaternary and Glacial Geology*. Chichester, Wiley and Sons, 578 str.
19. Evans, I. S., 2006. Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*, 73, 1/2, str. 166–184.
20. Evans, I. S., Cox, N. J., 2005. Global variations of local asymmetry in glacier altitude: separation of north-south and east-west components. *Journal of Glaciology*, 51, 174, str. 469–482.

21. Furbish, D. J., Andrews, J. T., 1984. The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*, 30, 105, str. 199–211.
22. Gams, I., Mihevc, A., 1972. Nova odkritja v Veliki Ledenici v Paradani (kat. št. 742). *Naše jame*, 20, str. 7–20.
23. Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1976. Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12, 2, str. 223–251.
24. Habič, P., 1968. *Kraški svet med Idrijco in Vipavo*. Ljubljana, Slovenska akademija znanosti in umetnosti, 243 str.
25. Habič, P., Gospodarič, R., Kenda, I., Kranjc, A., 1975. Osnovna speleološka karta Slovenije, 2. nadaljevanje. *Naše jame*, 17, str. 151–171.
26. Hauer, F., 1857. Ein Geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. *Sitzungsberichte der mathem.-naturw. Classe der k. Akademie der Wissenschaften*, 25, str. 253–348.
27. Hawkins, F. F., 1985. Equilibrium-line altitudes and palaeoenvironments in the Merchants Bay area, Baffin Island, N. W. T., Canada. *Journal of Glaciology*, 31, 109, str. 205–213.
28. Hočevar, A., Martsof, J. D., 1971. Temperature distribution under radiation frost conditions in a central Pennsylvania valley. *Agricultural Meteorology*, 8, str. 371–383.
29. Höfer, H., 1879. Gletscher und Eiszeitstudien. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 79, str. 331–367.
30. Hribar, F., 1960. Temperatur und Vegetationsumkehrungen in Trnovski gozd. V: Popovič, V. M., (ur.). 6. congrès international de météorologie alpine, Bled, Yougoslavie, 14–16 september 1960. Beograd, hidrometeorološki institut SFRJ, str. 312–344.
31. Hughes, P. D., 2004. Quaternary Glaciation in the Pindus Mountains, Northwest Greece. Doctoral dissertation. Cambridge, Darwin College, University of Cambridge, 341 str.
32. Hughes, P. D., 2008. Response of Montenegro glacier to extreme summer heat-waves in 2003 and 2007. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 90, 4, str. 259–267.
33. Hughes, P. D., Woodward, J. C., van Calsteren, P. C., Thomas, L. E., Adamson, K. R., 2010. Pleistocene ice caps on the coastal mountains of the Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 29, 27/28, str. 3690–3708.
34. Hughes, P. D., Woodward, J. C., van Calsteren, P. C., Thomas, L. E., 2011. The glacial history of the Dinaric Alps, Montenegro. *Quaternary Science Reviews*, 30, 23-24, str. 3393–3412.
35. Ignéczi, Á., Nagy, B., 2012. Determining steady-state accumulation-area ratios of outlet glaciers for application of outlets in climate reconstructions. *Quaternary International*, v tisku.
36. Janež, J., 1992. Hidrološke značilnosti kraškega bruhalnika Lijaka. *Rudarsko metalurški zbornik*, 39, 1/2, str. 181–192.
37. Janež, J., Čar, J., Habič, P., Podobnik, R., 1997. Vodno bogastvo Visokega krasa. Ranljivost kraške podzemne vode Banjšic, Trnovskega gozda, Nanosa in Hrušice. *Idrija, Geologija*, 167 str.
38. Jenko, F., 1959. Poročilo o novejših raziskavah podzemeljskih voda na Slovenskem krasu. *Acta carsologica*, 2, str. 211–227.
39. Kaser, G., Osmaston, H. A., 2002. *Tropical glaciers*. Cambridge, Cambridge University Press. 187 str.

40. Kataster jam JZS. 2012. Ljubljana, Jamarska zveza Slovenije.
41. Klimatografija Slovenije. Padavine. 1951–1980. 1989. Ljubljana, Hidrometeorološki zavod SR Slovenije, 393 str.
42. Klimatografija Slovenije. Temperature zraka. 1951–1980. 1988. Ljubljana, Hidrometeorološki zavod SR Slovenije, 331 str.
43. Klimatski podatki za padavinsko postajo Mrzla Rupa. Agencija Republike Slovenije za okolje, Ljubljana.
44. Kossmat, F., 1896. Vorläufige Bemerkungen über die Geologie des Nanosgebietes. Wien, Verhandlungen der k.k. geolog Reichsanstalt, 40 str.
45. Kossmat, F., 1905. Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrat vertretenen Königreiche u. Länder der Oe.-u. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 98 Haidenschaft u. Adelsberg. Wien, Verl D. K. K. Geolog. Reichsanstalt, 80 str.
46. Kossmat, F., 1909. Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Wien, Selbstverlag, 40 str.
47. Kossmat, F., 1913. Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitteilungen der geologischen Gesellschaft, 3, 9, str. 62–169.
48. Kossmat, F., 1916. Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. eine Studie zur Geschichte der adriatischen Wasserscheide. Zeitschrift der Gesellschaft f. Erdkunde, 9, str. 573–645.
49. Kuhlemman, J., Milivojević, M., Krumrei, I., Kubik, P., 2009. Last glaciation of the Šara Range (Balkan Peninsula): increasing dryness from the LGM to the Holocene. Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 1, str. 146–158.
50. Kulkarni, A. V., 1992. Mass balance of Himalayan glaciers using AAR and ELA methods. Journal of Glaciology, 38, 128, str. 101–104.
51. Kunaver, J., 1961. Visokogorski kras vzhodnih Julijskih in Kamniških Alp. Geografski vestnik, 33, str. 95–135.
52. Kunaver, P., 1921. Jame na Trnovskem gozdu in na planoti Lokovec. Planinski vestnik, 21, 6/7, str. 128–141.
53. Limanovsky, M., 1910. Wielkie przemieszenie mas skalych w Dynarydach kolo Postojny. Akademia Umiejętności, 3, 10, str. 109–171.
54. Meierding, T. C., 1982. Late Pleistocene equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: A comparison of methods. Quaternary Research, 18, 3, str. 289–310.
55. Meier, M. F., Post, A. S., 1962. Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. International Association of Scientific Hydrology, 58, str. 63–77.
56. Melik, A., 1959. Nova geografska dognanja na Trnovskem gozdu. Geografski zbornik 5, str. 5–25.
57. Michler, I., 1950. Velika in mala ledena jama v Trnovskem gozdu. Proteus, 12, manjka št. str. 7.
58. Michler, I., 1952. Velika ledena jama v Paradani. Proteus, 14, 9, str. 310–315.
59. Mihevc, A., 1990. Morfologija brezen v odvisnosti od strukture na primeru Velike ledenice v Paradani. Beograd, Četvrti skup geomorfologa Jugoslavije, Pirot, 1989, str. 71–76.
60. Mihevc, A., 1995. The morphology of shafts on the Trnovski gozd plateau in west Slovenia. Cave and karst science, 21, 2, str. 67–69.
61. Mihevc, A., 1997. Speleological properties of the area. V: Kranjc, A., (ur.). Karst hydrogeological investigations in south-western Slovenia. Ljubljana, SAZU, str. 57–68.
62. Mlakar, I., 1969. Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija, 12, str. 5–72.

63. Morlot, A., 1848. Über die geologischen Verhältnisse von Istrien mit Berücksichtigung Dalmatiens und der angrenzenden Gegentz Kroatiens, Unterkreins, und des Görzer Kreises. Wien, W.Haidinger, 60 str.
64. Moser, L., 1889. Die Eishölen des Ternowaner und Birmbaumer Waldgebietes. Zeitschrift Deutsche und Österreichische Alpenvereines, 20, str. 351–368.
65. Nagode, M., 2002. Najnovejše raziskave Velike ledenice v Paradani in jam ob njej. Naše jame, 44, str. 98–105.
66. Nagode, M., 2007. Rezultati raziskav v jamah v Paradani. Gora, 11, 35, str. 3–9.
67. Ogrin, D., 2000. Nekateri topoklimatske značilnosti razporejanja temperature zraka in burje v razgibanem reliefu Slovenije. Dela, 15, str. 125–138.
68. Ogrin, D., 2001. Ekскурzija na Trnovski gozd – na stiku dinarske in submediteranske Slovenije. Geografija v šoli, 10, 3, str. 70–78.
69. Ogrin, D., Ogrin, M., 2005. Predhodno poročilo o raziskovanju minimalnih temperatur v mraziščih pozimi 2004/2005. Dela, 23, str. 221–233.
70. Osmaston, H., 1989. Glaciers, glaciations and equilibrium line altitudes on Kilimanjaro. V: Mahaney, W.C. (ed.). Quaternary and environmental research on East African Mountains. Rotterdam, A. A. Balkema, str. 7–30.
71. Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica. 1968. 1 : 100.000. Beograd, Zvezni geološki zavod.
72. Osnovna geološka karta SFRJ, list Tolmin in Udine (Videm). 1986. 1 : 100.000. Beograd, Zvezni geološki zavod.
73. Peternel, T., 2009. Prostorsko spreminjanje padavin na profilu čez Trnovski gozd. Diplomsko delo. Ljubljana, Filozofska fakulteta, Oddelek za geografijo, 90 str.
74. Petkovšek, Z., Gams, I., Hočvar, A., 1969. Meteorološke razmere v profilu Drage. Zbornik Biotehnične fakultete Univerze v Ljubljani, 16, str. 13–24.
75. Petrič, M., 1993. Hidrodinamični režim kraškega vodonosnika med solkansko akumulacijo in bruhalnikom Lijakom. Acta carsologica, 22, str. 179–200.
76. Placer, L., 1973. Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija, 16, str. 317–334.
77. Placer, L., 1981. Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. Geologija, 24, 1, str. 27–60.
78. Placer, L., 1996. Tectonic structure of Southwest Slovenia. V: Drobne, K., Goričan, Š., Kotnik, B., (ur.). The role of impact processes in the geological and biological evolution of planet Earth. Ljubljana, ZRC SAZU, str. 137–140.
79. Placer, L. 2008. Osnove tektonske razčlenitve Slovenije. Geologija, 51, 2, str. 205–217.
80. Placer, L., Čar, J., 1974. Problem podzemeljske razvodnice trnovskega gozda, Križne gore in Črnovrške planote. Acta carsologica, 6, str. 81–93.
81. Porter, S. C., 1975. Glaciation limit in New Zealand's Southern Alps. Arctic and Alpine Research, 7, 1, str. 33–37.
82. Porter, S. C., 2000. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. Quaternary Science Reviews, 20, 10, str. 1067–1091. Encyclopedia od snow, ice and glaciers. 2011. Singh, V. P., Singh, P., Laritashya, U. K. (ed.). Dordrecht, Springer, 1253 str.
83. Putick, W., 1928. Contributi sull'idrografia sotteranea dell'Venezia Giulia. La risorgenza del Hubel. Le grotte d'Italia, 2, 4, str. 151–152.
84. Reading, H. G., Levell, B. K., 1996. Controls on the sedimentary rock record. V: Reading, H. G., (ur.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, Oxford, str. 5–22.

85. Remškar, B., 2006. Jame v breči na južnem pobočju Trnovskega gozda. *Naše jame*, 46, str. 4–15.
86. Remškar, B., 2007. Bela griža 1. Jamar, promocijska številka, str. 18–22.
87. Stache, G., 1859. Die Eozängebiete in Innerkrein und Istrien. Wien, *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 32 str.
88. Stache, G., 1898. Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte mit der Übersicht der geologischen Verhältnisse der Küstenländer von Österreich-Ungarn und der Beschreibung der nicht marinen Faunen- und Floren-Reste der Protocän-Schichten des nördlichen Verbreitungsgebietes. Wien, *Abhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 170 str.
89. Stepišnik, U., 2011. *Fizična geografija krasa*. Ljubljana, Znanstvena založba Filozofske fakultete, 143 str.
90. Stur, D., 1858. Das Isonzo-Thal von Flitsch abwärts bis Görz, die Umgebung von Wippach, Adelsberg, Planina und Wochein. *Jahrbuch Geologie*, 9, str 324–366.
91. Šafanda, J., Rajver, D., 2001. Signature of the last ice age in the present subsurface temperatures in the Czech Republic and Slovenia. *Global and Planetary Change*, 29, 3/4, str. 241–257.
92. Šifrer, M., 1959. Neke osobitosti razvoja reliefa u pleistocenu. V: Pajkovič, M., (ur.). V kongres geografa FNR Jugoslavije održanog u NR Crnoj Gori od 8-16 septembra 1958. Cetinje, Geografsko društvo NR Crne Gore, str. 405–412.
93. Torsnes, I., Rye, N., Nesje, A., 1993. Modern and Little Ice Age equilibrium-line altitudes on outlet valley glaciers from Josteldalsbreen, Western Norway: an evaluation of different approaches to their calculation. *Arctic and Alpine Research*, 25, 2, str. 106–116.
94. Understanding sea-level rise and variability, 2010. Church, J. A., Woodworth, P. L., Aarup, T., Wilson, W. S. (ur.). Chichester, Wiley-Blackwell, 428 str.
95. Van Hussteden, K. J., Vandenberghe, J., Pollard, D., 2003. Palaeotemperature reconstructions of the European permafrost zone during marine oxogene isotope stage 3 comared with climate model results. *Journal of Quaternary science*, 18, str. 453–464.
96. Winkler, A., 1920. Das mittlere Isonzogebiet. Wien, Verlag der Geologischen Staatsanstalt, 124 str.
97. Winkler, A., 1922. Geomorphologische Studien im Mittleren Isonzo und oberen Savegebiet. Wien, *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 72 str.
98. Winkler, A., 1924. Über den Bau der östlichen Südalpen. Wien, Fr. Deuticke, 272 str.
99. Winkler, A., 1957. *Geologisches Kräftespiel und Landformung*. Wien, Springer, 822 str.
100. Zupan, N., Mihevc, A., 1988. Izvor in mineraloška analiza sedimentov v Veliki ledenici v Paradani. *Speleobih*, 88, 1/2, str. 17–24.

SEZNAM SLIK

- Slika 1: Trnovski gozd z reliefnimi enotami
- Slika 2: Trnovski gozd, Golaki
- Slika 3: Smrekova draga
- Slika 4: Mala Lazna
- Slika 5: Sledovi in obseg poledenitve po Meliku
- Slika 6: Sledovi in obseg poledenitve po Habiču
- Slika 7: Ledeniške akumulacije na Hudem polju
- Slika 8: Mojska draga s Poldanovcem
- Slika 9: Južni rob Trnovskega gozda nad Vipavsko dolino
- Slika 10: Preperelina apnenca z roženci
- Slika 11: Geološka karta Trnovskega gozda
- Slika 12: Lokvarski dol
- Slika 13: Konte na grebenu Golakov
- Slika 14: Karta geomorfoloških enot Trnovskega gozda
- Slika 15: Vetrna krošnja pri Sinjem vrhu
- Slika 16: Sledovi in obseg poledenitve na Trnovskem gozdu
- Slika 17: Dolomitna preperelina na Hudem polju
- Slika 18: Talnomorenska akumulacija na Bukovem vrhu
- Slika 19: Morenski material na severozahodnem robu Smrekove drage
- Slika 20: Greben morene v dolini Trebuše
- Slika 21: Morenski material v Smrekovi dragi
- Slika 22: Bočna morena v Črni dragi
- Slika 23: Rekonstrukcija pleistocenske poledenitve Trnovskega gozda
- Slika 24: Profil ledenika
- Slika 25: Rekonstrukcija topografije poledenitve Trnovskega gozda
- Slika 26: Rekonstrukcija debeline poledenitve Trnovskega gozda
- Slika 27: Kumulativni krivulji površine višinskih pasov dveh odtočnih ledenikov
- Slika 28: Sinusoida prikazuje srednje dnevne temperature zraka za obdobje 365 dni pri povprečni letni temperaturi $-2,8$ stopinj Celzija in današnji letni temperaturni amplitudi. Vrednosti nad odebeljeno vodoravno črto prikazujejo pozitivne srednje dnevne temperature zraka, ko je po modelu stopinjskih dni predpostavljeno taljenja snega

SEZNAM PREGLEDNIC

Preglednica 1: Temperature zraka za Vojsko in količina padavin za Mrzlo Rupo (obdobje 1961–1990)

Preglednica 2: Rezultati modela stopinjskih dni

STVARNO KAZALO

- ablacija ledu 19
- ablacijsko območje 20
- akumulacija ledu 19
- akumulacijsko območje 19, 20
- Avški prelom 25
- avtigena voda 26
- bočna morena 32, 17, 20, 36, 37, 46
- brezno 28
- ciklični razvoj reliefa 25
- čelna morena 12, 15, 17, 32, 35
- čelnomorenska kotanja 28
- Čepovanski prelom 36
- diamiktit 49
- diamikton 32
- dinamika ledenika 19
- Dinarska karbonatna patforma 22
- dinarski kras 25
- dolinskih tip poledenitve 19
- draga 28, 31, 46
- drobirski plašč 20, 38
- erozijski jarek 34, 37
- fluviokras 27, 28
- geometrija ledenika 20
- gradient ledeniškega površja 45
- Höferjeva metoda 11, 50
- Hrušiški pokrov 22, 25
- inverzna snežna meja 46
- klimatska geomorfologija 25
- koeficient stopinjskih dni 21
- kontah 12, 17, 26, 28, 31, 34, 38, 42, 46
- kopasti vrh 6, 26, 28
- kotličasta vrtača 27, 28
- kotlič 28, 32
- krniški tip poledenitve 19
- lašt 32
- lazna 28
- ledeni pokrov 39, 45
- ledenik z drobirskim plaščem 45
- ledeniška grbina 32
- ledeniška rama 17
- ledeniški plaz 19, 39
- lijakasta vrtača 27
- linearni gradient masne bilance 19
- masna bilanca 19, 20, 21, 45
- meja plastičnosti 18
- metoda deleža akumulacijskega dela ledenika 19, 45, 46, 49
- metoda zgornje meje bočnih moren 19, 20, 45, 46, 50
- model rekonstrukcije vzdolžnega profila ledeniškega površja 18, 38, 49
- model stopinjskih dni 20, 47, 49, 50
- morfografska analiza 8, 17, 49
- morfografsko kartiranje 32
- morfokronološka analiza 49
- morfometrična analiza 8, 17, 49
- morfostrukturna analiza 49
- neprežeta cona 26
- odtočni ledenik 20, 39, 42, 45
- orografske padavine 30
- paleoklimatska rekonstrukcija 8, 49
- podlenski ledenik 20
- platojski ledenik 20
- podlenski tok 28
- površinski gradient ledu 18
- predkraško površje 26, 27
- predlenski tok 34
- ravnovesna meja ledenika 8, 16, 17, 19, 20, 21, 42, 45, 46, 48, 49, 50
- raztočni kras 6, 26
- rekonstrukcija topografije ledeniškega površja 18, 45, 49
- robna uravnava 25
- serak 19, 39
- skledasta vrtača 27
- snežišče 28
- snežna meja 6, 11, 12, 15
- sredinska morena 32
- strižna napetost 18
- strukturna stopnja 25
- sufozijska vrtača 12, 28
- škraplja 26
- talna morena 10, 32, 35
- temperaturni obrat 31
- Trnovski pokrov 22, 25
- uvala 28

vadozna cona 26
vegetacijski obrat 31
vertikalni temperaturni gradient 21, 31, 42, 47

visoka kraška planota 25
vrtača 26, 27, 34
žlebič 26

SEZNAM DOSEDANJIH E-GEOGRAFFOV

E-GeograFF 1 – 2010

Uroš Stepišnik: Udornice v Sloveniji

E-GeograFF 2 – 2011

Uroš Stepišnik, Manja Žebre: Glaciokras Lovčena

E-GeograFF 3 – 2011

Uroš Stepišnik: Reliktne vršaji kontaktnega krasa

E-GeograFF 4 – 2012

Petra Gostinčar, Uroš Stepišnik: Geomorfološke značilnosti Kočevskega Roga in Kočevske Male gore s poudarkom na fluviodenudacijskem površju

E-GeograFF 5 – 2012

Lea Nemeč, Tatjana Resnik Planinc: Razvijanje kompetentnosti bodočih učiteljev geografije na primeru učne strategije pojmovnih mrež

O avtorjih

Blaž Kodolja, rojen leta 1984, je leta 2012 diplomiral na Oddelku za geografijo Filozofske fakultete v Ljubljani. Njegovo raziskovalno delo v okviru doktorskega študija obsega fizično geografijo, predvsem preučevanju kraških kotanj v visokogorju.

Manja Žebre, rojena leta 1986, je leta 2011 diplomirala na Oddelku za geografijo Filozofske fakultete v Ljubljani. Njeno raziskovalno delo v okviru doktorskega študija obsega fizično geografijo. Podrobneje se ukvarja z glaciokrasom in paleoklimatskimi rekonstrukcijami na območju Dinarskega gorstva.

Uroš Stepišnik, rojen leta 1975, je leta 2001 diplomiral, leta 2006 pa doktoriral na Oddelku za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Njegovo raziskovalno področje obsega fizično geografijo, predvsem geomorfologijo krasa.

Poudarki iz recenzije

To je doslej najbolj celovito delo o pleistocenski poledenitvi Trnovskega gozda, v katerem avtorji temeljito, poglobljeno in kritično predstavijo dosedanja literaturo in z lastno obsežno terensko in laboratorijsko raziskavo prikažejo reinterpretacijo obsega poledenitve in razprostranjenosti ledeniških akumulacij. Delo nadgrajuje paleoklimatska rekonstrukcija območja za čas viška zadnje poledenitve, kjer je podrobno interpretirana ravnovesna meja ledenikov ter takratne temperature in količine padavin.

dr. Andrej Šmuc in dr. Matej Ogrin

E-GeograFF

Monografije iz serije E-GeograFF predstavljajo izvirne raziskovalne dosežke in rezultate znanstvenega ter strokovnega dela sodelavcev Oddelka za geografijo Filozofske fakultete Univerze v Ljubljani. Namenjene so strokovni javnosti, študentom, učiteljem geografije in vsem, ki jih zanimajo poglobljene razlage aktualnih prostorskih procesov, problemov in izzivov.